

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba, España): Mineralizaciones de Berilio.

Por J. GONZALEZ DEL TANAGO (*)

RESUMEN

El Campo Pegmatítico de Sierra Albarrana (Córdoba, España) es de origen migmatítico y está integrado por un conjunto de pegmatitas graníticas, las cuales, en base a sus relaciones con el encajante, características texturales, anatomía interna y mineralogía específica, pueden clasificarse en dos grupos y siete tipos diferentes. Algunas de estas pegmatitas contienen minerales característicos de Fe, Ti, U, Th, T.R., Nb, Ta y Be, así como fosfatos y sulfuros varios.

Dentro de este campo sólo tres tipos de pegmatitas contienen algún mineral de Be (berilo, crisoberilo y bertrandita). El berilo aparece según dos variedades: el de origen pegmatítico «N» y el berilo «O», de color azul, de origen retrógrado a partir del crisoberilo. Las composiciones medias respectivas son: $\text{Si}_{1.96} \text{Al}_{1.94} \text{Be}_{2.96} \text{Fe}^{2+}_{0.01} \text{Mg}_{0.01} \text{Ca}_{0.01} \text{Na}_{0.03} \text{Si}_{1.97} \text{Al}_{1.63} \text{Be}_{2.97} \text{Fe}^{3+}_{0.15} \text{Fe}^{2+}_{0.04} \text{Mn}_{0.02} \text{Mg}_{0.20} \text{Na}_{0.20}$. Se relacionan las sustituciones del Al por Fe, Mn y Mg con la entrada de cationes en posición «R». El crisoberilo tiene una composición media de $\text{Al}_2 \text{Be}_{0.98} \text{Fe}^{3+}_{0.02}$.

Se estudia la mineralogénesis del Be y el desarrollo del sistema $\text{Be} - \text{Al} - \text{Si} - \text{H}_2\text{O}$ en estas pegmatitas, discutiéndose la naturaleza y las condiciones de formación de cada mineral.

Palabras clave: España, Córdoba, Sierra Albarrana, Pegmatita, Yacimientos minerales, Geoquímica del berilio, Berilo, Crisoberilo, Bertrandita.

ABSTRACT

The Pegmatite Field of Sierra Albarrana (Córdoba, Spain) has a migmatitic origin and it is formed by a granitic pegmatites suite which in base of its relations with the surrounding rocks, texture, internal anatomy and specific mineralogy can be classified in 2 groups and 7 different types. Some of these pegmatites include characteristic minerals of Fe, Ti, U, Th, REE, Nb, Ta y Be and some phosphates and sulfides.

In this field, only 3 pegmatite types contain Be minerals (beryl, chrysoberyl and bertrandite). The beryl appears in two different types: one with a pegmatitic origin, «N» type, and the other, the blue beryl, with a retrograde origin from the chrysoberyl, «O» type. The respective average compositions are: $\text{Si}_{1.96} \text{Al}_{1.94} \text{Be}_{2.96} \text{Fe}^{2+}_{0.01} \text{Mg}_{0.01} \text{Ca}_{0.01} \text{Na}_{0.03}$, and $\text{Si}_{1.97} \text{Al}_{1.63} \text{Be}_{2.97} \text{Fe}^{3+}_{0.15} \text{Fe}^{2+}_{0.04} \text{Mn}_{0.02} \text{Mg}_{0.20} \text{Na}_{0.20}$; the «R» position cations in the beryl may be related to Al substitutions by Fe, Mn and Mg. The chrysoberyl has an average compositions of $\text{Al}_2 \text{Be}_{0.98} \text{Fe}^{3+}_{0.02}$.

The Be mineralogy and development of the $\text{Be} - \text{Al} - \text{Si} - \text{H}_2\text{O}$ system in these pegmatites is discussed as well as the development reactions of each mineral.

Key words: Spain, Córdoba, Sierra Albarrana, Pegmatite, Mineral deposits, Geochemistry of Beryllium, Beryl, Chrysoberyl, Bertrandite.

1. INTRODUCCION

A lo largo de la Banda de Cizalla Córdoba-Badajoz (Zona de Ossa-Morena, Orógeno Hercínico Español), afloran algunos conjuntos pegmatíticos

(Sierra Albarrana, Villaviciosa de Córdoba, Fuenteovejuna), ubicados en lo que constituye los dominios de Sierra Albarrana y Cerro Muriano según DELGADO QUESADA et al. (1977) o Grupo de Materiales de Sierra Albarrana según APALATEGUI et al. (1983) y ABALOS (1990).

El Campo Pegmatítico de Sierra Albarrana («peg-

matite field», en el sentido de CERNY, 1982) está constituido por un cortejo de pegmatitas graníticas, de origen migmatítico (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1990), que afloran en la Unidad de Gneises de La Albarrana y zonas limítrofes de la Unidad de Esquistos y Micaesquistos de La Albariza-Bembézar.

Este campo pegmatítico ocupa una dimensión de aproximadamente 50 kilómetros cuadrados, y tiene una forma elongada en dirección NO-SE. La mayoría de los cuerpos pegmatíticos que lo integran tienen también una dirección NO-SE. La envergadura de tales cuerpos es muy variable, llegando a alcanzar potencias métricas y aún mayores.

Los primeros datos sobre la existencia de pegmatitas en el entorno de Sierra Albarrana fueron proporcionados por CARBONELL (1917) al comentar la existencia de explotaciones de moscovita en la Dehesa de La Albarrana. Encontramos después referencias sobre estas pegmatitas en breves estudios específicos sobre algunos de sus minerales en CARBONELL (1926 y 1941); LOPEZ DE AZCONA (1940, 1952 y 1957); LOPEZ DE AZCONA y ABBAD (1941 y 1949); LOPEZ DE AZCONA et al. (1942); MESSEGUER (1949) y MINGARRO (1960).

Posteriormente, algunos aspectos de estas pegmatitas han quedado reflejados en trabajos de ARRIBAS (1967), GARROTE et al. (1980), ORTEGA et al. (1982), FENOLL et al. (1983), ORTEGA et al. (1984), GONZALEZ DEL TANAGO et al. (1984), GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1988), ABAD y MARTIN RAMOS (1990), GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990) y GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990).

La explotación minera de estas pegmatitas se inició con anterioridad a 1917, según datos de CARBONELL (1917). Posteriormente, el descubrimiento en las mismas de minerales radioactivos hizo que el entorno de Sierra Albarrana quedara reservado a favor del Estado, constituyéndose en 1952 el Coto Minero «Antonio Carbonell», que pasó a ser explotado por la Junta de Energía Nuclear. La escasez y dispersión de las mineralizaciones de uranio en estas pegmatitas hizo que se abandonara su explotación, siendo traspasadas a la empresa AISLAMIC para el beneficio de materiales cerámicos. La desaparición de esta empresa acabó con la explotación de estas

pegmatitas que, desde comienzo de la década de los ochenta, permanecen inactivas.

2. ENCUADRE GEOLOGICO Y ORIGEN DE LAS PEGMATITAS

La Sierra Albarrana es una pequeña alineación montañosa, situada al NO de la provincia de Córdoba (España). Está constituida por una serie de materiales, metapelíticos y metaarcósicos con algunas intercalaciones de cuerpos metabásicos, que se pueden integrar en dos unidades litoestratigráficas fundamentales, Gneises de La Albarrana y Esquistos y Micaesquistos de La Albariza - Bembézar, afectadas por un metamorfismo regional polifásico, de edad hercínica (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1990).

Este metamorfismo se puede articular en tres fases principales: La primera fase (F₁) coincide con el engrosamiento cortical y desarrolla un metamorfismo regional generalizado de tipo barrowiense (granate, estaurolita, andalucita, distena); en la segunda fase (F₂) se alcanza el pico térmico, dentro ya de un ambiente descompresivo (sillimanita, cordierita y feldespato potásico), originándose alguna migmatización y generándose pequeños cuerpos granitoides; la tercera fase (F₃) tiene un carácter retrógrado y conlleva un aumento de la presión relativa de H₂O (biotita, moscovita). Las condiciones para el máximo térmico han sido fijadas por GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990) entre 675° C y 700° C, a presiones de 4.9 ± 0.5 Kb.

En relación con este metamorfismo, comienzan a formarse desde el final de F₁ un conjunto de diferenciados metamórficos con texturas pegmatoides que dan lugar, en una primera etapa, a venas de segregación originadas en condiciones «subsólidas» y, posteriormente, durante el transcurso de F₂, restringido a las áreas en donde se alcanzan las mayores temperaturas, a un cortejo de cuerpos granitoides originados ya en condiciones anatécicas.

Este último proceso, acaecido en una etapa descompresiva con aumento de la presión relativa del H₂O, se vio favorecido por la formación de cizallas dúctiles que permitieron una mayor circulación de fluidos y volátiles en general.

(*) Dpto. Petrología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

Todo ello hizo posible el que una serie de fundidos silicatados, ricos en volátiles, pudieran llegar a concentrarse, bajo un claro control tectónico, en determinadas cámaras, adoptando morfologías tabulares o estromáticas de acuerdo con BRISBIN (1986); allí tales fundidos se consolidaron siguiendo un proceso que se ajusta bien a los descritos por JAHNS y BURNHAN (1969); JAHNS (1982) y BURNHAN y NEKVASIL (1986).

Debe destacarse el importante rol jugado en todo este proceso por el B y P, sin cuyo concurso no se habrían podido generar estas pegmatitas o hubieran tenido un desarrollo muy incipiente; y tanto como moderadores de las temperaturas eutécticas, como distribuidores, muy eficaces, de determinados elementos, lo que se refleja en la mineralogía de estas pegmatitas y en el activo metasomatismo a que fue sometido el encajante.

El origen anatéctico y el carácter autóctono o cuasiautóctono de estas pegmatitas hacen que su naturaleza y modo de emplazamiento queden estrechamente controlados por dos factores fundamentales: naturaleza de la roca protolítica, a menudo casi sinónimo de roca encajante y, por otro lado, condiciones tectonometamórficas locales en las que se desarrollaron estos cuerpos.

Las litologías protolíticas están constituidas por gneises, gneises micáceos y esquistos, siendo en los niveles más micáceos en donde se generó una mayor tasa volumétrica de pegmatitas. No obstante, algunas pegmatitas de tendencia más tonalítica o trondhjemitica, están asociadas a gneises cuarzo-feldespáticos.

Con respecto a la relación de estas pegmatitas con el tectonometamorfismo, conviene recordar (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1990), que el proceso de migmatización coincidente en su mayor parte con el pico térmico se produjo con cierto retraso respecto al clímax bárico y ya comenzada la deformación sin- F_2 . Por ello, estas pegmatitas suelen formarse sobre o a favor de una esquistosidad ya existente (S_2) que, sin embargo, al mismo tiempo acaba por afectarlas y envolverlas, sufriendo un cierto grado de «abudinamiento» y dando lugar a texturas típicamente sincinemáticas respecto a F_2 (ZWART, 1962). Estas relaciones son particularmente visibles en los cuerpos más pequeños, mientras que en los cuerpos de mayor envergadura son más difíciles

de establecer aunque, en general, éstos aparecen finalmente rodeados por S_2 . No obstante, el proceso pegmatítico se prolonga, a veces, más allá de F_2 , como lo demuestra el hecho de que algunas pegmatitas tardías llegan a intersectar a S_2 . De ello se deduce que el período de formación de estas pegmatitas abarca desde F_2 (cuando se alcanza el pico térmico y ha comenzado una descompresión generalizada de las estructuras) hasta la interfase con F_3 .

Debido a ello, la mayoría de las pegmatitas están más o menos orientadas respecto a S_2 , constituyendo cuerpos elipsoidales, lenticulares o tabulares, de longitudes hectométricas o mayores, que llegan a constituir conjuntos arrosariados. Tales lineaciones señalan, evidentemente, niveles estructurales (charnelas de anticlinales, fracturas dúctiles, etc.) paralelos a los planos de plegamiento de F_2 , hacia donde los fluidos pegmatíticos migraron para quedar allí definitivamente inmovilizados.

Posteriormente, muchos de estos cuerpos se ven afectados por F_3 , acentuándose el abudinamiento y produciéndose, en muchos casos, una fuerte deformación y plegado. Ya en una etapa post-metamórfica, algunos de estos cuerpos sufrieron una deformación frágil de dirección transversal a las estructuras de F_2 que, a veces, fue acompañada por hidrotermalismos poco importantes a los que se asociaron, localmente, algunas mineralizaciones con sulfuros PBG.

Por lo que respecta a los contactos de estas pegmatitas hay que señalar que son, en general, netos. Sin embargo, en ocasiones aparecen transicionales, sobre todo en los casos de una mineralogía afín entre el encajante y la pegmatita; en estos casos la diferencia estriba, únicamente, en el tamaño cristalino. La geometría de tales contactos es variable, según veremos, y depende mucho de la naturaleza del encajante.

3. CARACTERISTICAS DE LAS PEGMATITAS GRANITICAS

La naturaleza de estas pegmatitas, las características de sus exocontactos y endocontactos, mineralogía y anatomía interna, varían mucho de unas a otras. Por otra parte las relaciones mutuas entre el encajante y la pegmatita, la conta-

minación de los fluidos pegmatíticos por elementos del encajante, o bien en sentido inverso, metasomatismo del encajante a partir de la migración de la fracción más rica en volátiles de los fluidos pegmatíticos, que son procesos bastante frecuentes en una buena parte de las pegmatitas de Sierra Albarrana, dependen en gran medida de la propia envergadura de estos cuerpos.

Teniendo en cuenta el origen anatéctico de estas pegmatitas, su mineralogía muestra, en general, una estrecha vinculación con la del encajante, tanto esencial como accesorio.

La mayor parte de estas pegmatitas está compuesta exclusivamente por los minerales del sistema granítico: cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa) y feldespato potásico a los que acompañan, en menor medida, moscovita y biotita, así como los accesorios de la serie chorlo-dravita (en adelante turmalina s.l.), almandino-espesartita (en adelante granate s.l.) y fluorapatito (en adelante apatito s.l.). Estos cuerpos constituyen, desde un punto de vista estrictamente mineralógico, las pegmatitas de «mineralogía simple» o pegmatitas «estériles en minerales de elementos raros» (FERSMAN, 1931; GINZBURG, 1979). Sin embargo, otra parte de estas pegmatitas contienen, además, otros minerales en cantidades minoritarias o accesorias. Este último grupo de pegmatitas, aunque menos numeroso, tiene una mayor importancia en el contexto general, al estar integrado por los cuerpos de mayor tamaño.

Entre el conjunto de minerales minoritarios o accesorios distinguiremos: un primer grupo en donde incluiremos los minerales que también aparecen así en la roca protolítica, tal como ocurre con el circón, rutilo, ilmenita, hematites y términos intermedios entre estas dos últimas fases minerales. Un segundo grupo, formado por los minerales que contienen de manera mayoritaria alguno o algunos de los «elementos raros» (GINZBURG, 1979; CERNY, 1982); estos minerales aparecen en Sierra Albarrana sólo en ciertas pegmatitas, formando asociaciones específicas, tal como ocurre con los minerales de Be (berilo y crisoberilo), U (uraninita, brannerita); Th (torita), tierras raras (monacita, xenotima, allanita, bastnasita), Nb y Ta (rutilo niobífero y columbotantalita). Un tercer grupo en donde incluiremos una serie de fosfatos de Fe, Mn, Mg (tripilita, magniotripilita y graftonita), característicos de

algunos tipos de pegmatitas. Un cuarto grupo constituido por una serie de sulfuros y sulfoarseniuros, siempre de escasa importancia cuantitativa, que aparecen muy dispersos en algunas de estas pegmatitas (pirita, arsenopirita, lollingita y molibdenita).

Además de estos grupos mineralógicos hay que señalar la presencia de otros conjuntos que no están vinculados al proceso pegmatítico s.s. En primer lugar citaremos a una serie de minerales aluminicos (CO), cuyo origen está siempre asociado a la contaminación o asimilación más o menos directa de restos del encajante. Los más representativos, además de una buena parte de la moscovita, biotita y granate, son la andalucita y sillimanita, así como el corindón, que de manera esporádica acompaña a estos últimos minerales, en enclaves de clase E-4 (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, in press). También se podría incluir en este grupo a la cordierita, si se llegara a confirmar su presencia (ORTEGA et al., 1982).

Finalmente, hay que reseñar otra serie de minerales que forman parte de estas pegmatitas, pero cuya génesis no tiene que ver con el proceso pegmatítico s.s., al menos de una manera directa: unos por estar asociados a procesos hidrotermales postpegmatíticos (PP) originados por reemplazamiento o alteración de minerales primarios, entre los que hay que mencionar, además de neoformaciones de cuarzo, albita, feldespato potásico, moscovita, apatito y berilo, a la clorita, cloritoide, bertrandita, magnetita, esfena, anatasa, uranofana, beckerlerita, autunita, torbernita, rockbridgeita, fosfuranilita y fosfosiderita; otros por aporte exterior, como es el caso de algunos sulfuros ligados a procesos hidrotermales que depositan sulfuros de tipo PBG (con neoformación de pirita, así como calcopirita, esfalerita y galena); otros por estarlo a procesos supergénicos (PS) como la goethita, limonita, piro-lusita, yeso, jarosita, escorodita, así como lib-combita y varios fosfatos complejos de Al, Ca, Fe y Mn, algunos de los cuales, por encontrarse en cantidades escasas, no han podido todavía ser caracterizados.

En la tabla 1 se muestra un resumen global de la mineralogía de estas pegmatitas, señalando en qué tipos de pegmatitas aparece cada mineral. En la última columna se especifica, según el esquema establecido, el origen de estos minera-

TABLA 1
Mineralogía de las pegmatitas de Sierra Albarrana

	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	2.1	2.2	Etapas		
Cuarzo	O	O	O	O	O	O	O	PG	CO	PP
Plagioclasa	O	O	O	O	O	O	O	PG	CO	PP
Feld. K	O	O	O	O	O	O	O	PG	PP	
Moscovita	*	*	O	O	O	O	O	PG	CO	PP
Biotita	■	*	*	*	■	■	■	PG	CO	
Chorlo-Dravita	*	■	O	+	O	O	O	PG		
Almand.-Espes.	—	—	—	—	■	■	■	PG	CO	PP
Apatito	*	*	■	*	*	■	■	PG	CO?	PP SU
Circón	*	+	+	—	+	+	+	PG		
Rutilo±Nb	■	■	■	—	+	—	—	PG	CO?	
Ilmenita	■	—	+	O	—	—	—	PG	CO?	
Hematites	■	—	—	O	—	—	—	PG	CO	PP
Berilo	—	—	—	—	*	—	O	PG	PP	
Crisoberilo	—	—	+	—	*	—	—	PG		
Uraninita	■	?	+	—	+	+	+	PG		
Brannerita	■	■	■	—	—	—	—	PG		
Torita	*	—	—	—	—	—	—	PG		
Monacita	*	?	+	—	—	+	+	PG		
Xenotima	*	—	?	—	?	+	+	PG		
Allanita	+	?	?	—	+	—	—	PG		
Nb-Tantalita	?	—	—	—	+	—	—	PG		
Triplita±Mg	—	—	+	—	*	?	+	PG		
Graftonita	—	—	+	—	?	?	+	PG		
Pirita	+	+	+	—	+	+	+	PG	PP	
Lollingita	—	—	—	—	—	?	+	PG	PP?	
Arsenopirita	—	—	—	—	?	?	+	PG	PP?	
Molibdenita	+	—	—	—	—	—	—	PG		
Andalucita	—	+	+	—	—	—	—	CO		
Sillimanita	—	+	+	?	?	?	?	CO		
Corindón	—	+	+	—	—	—	—	CO	PP?	
Batsnaesita	+	—	—	—	—	—	—	PP?		
Cloritoide	—	—	—	—	+	—	—	PP		
Bertrandita	—	—	—	—	—	—	+	PP		
Magnetita	+	—	—	?	—	+	?	PP?		
Esfena	+	+	+	+	+	+	+	PP		
Anatasa	+	+	+	—	—	—	—	PP	SU?	
Clorita	+	+	+	+	■	+	+	PP	SU	
Uranofana	*	+	*	—	—	—	—	PP	SU	
Becquelerita	*	?	?	—	—	—	+	PP	SU	
Rockbridgeita	—	—	?	—	?	?	+	PG?	PP?	
Fosfuranilita	*	?	?	—	—	—	?	PP	SU	
Autunita	*	+	*	—	+	+	+	PP	SU	
Torbernita	+	—	—	—	—	—	—	PP	SU	
Fosfosiderita	—	—	—	—	?	?	+	PP	SU	
Calcita	+	+	+	—	—	—	—	PP	SU	
Epidota	+	?	+	—	?	—	—	PP		
Calcopirita	?	—	—	—	+	—	—	PG?	PP	
Blenda	—	—	—	—	+	—	—	PP		
Galena	—	—	—	—	+	—	—	PP		
Malaquita	?	—	—	—	+	—	—	SU		
Jarosita	+	—	+	—	—	—	+	SU		
Yeso	—	—	—	—	—	—	+	SU		
Limonita	+	+	+	+	+	+	+	SU		
Goethita	+	+	+	+	+	+	+	SU		
Escorodita	—	—	—	—	—	—	+	SU		
(1)	—	—	+	—	—	—	+	PP	SU	

Leyenda.—O: Muy abundante. ■ Abundante. * Escaso. + Raro. PG Pegmatítico s.s. CO Contaminación del encajante. PP Postpegmatítico. SU Supergénico.
(1) Libscombíta y otros fosfatos de Fe, Ca, Mn y Al, aún no determinados.

les, incluyéndose, además, la frecuencia de los mismos.

La estructuración interna de estas pegmatitas varía mucho de unos cuerpos a otros, en general, como una función de su tamaño. De este modo, mientras que en los cuerpos más pequeños es difícil distinguir una zonalidad interna, en los de mayor envergadura esta zonalidad está más desarrollada, diferenciándose una serie de zonas, más o menos concéntricas, con características texturales y mineralógicas propias (figura 1).

Siguiendo la terminología, ya clásica, adoptada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos, formalizada después de CAMERON et al. (1949) y de una manera un tanto sintética, cabe señalar en estas pegmatitas desde el endócontacto hacia el interior de las mismas la siguiente zonalidad:

Zona de borde

Teóricamente corresponde a la parte de pegmatita que se ha enfriado más rápidamente, lo que se manifiesta porque suele presentar una textura aplítica, con un tamaño de grano fino a medio, notablemente más pequeño que el resto. Tiene una potencia muy reducida que no pasa

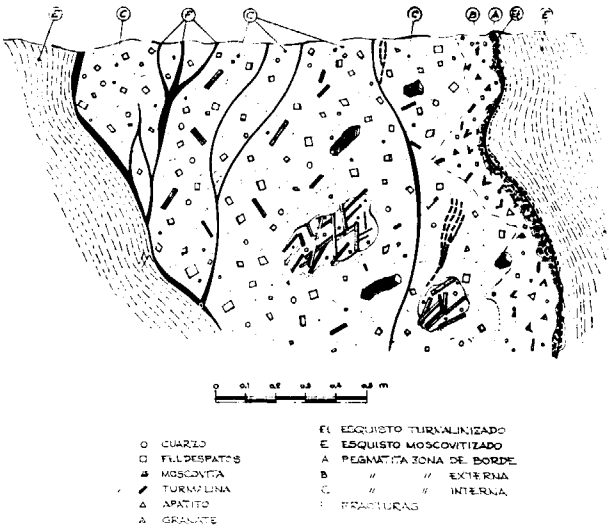


Figura 1.—Sección transversal de una pegmatita de tipo E2 (Complejo de El Punto). Aquí, como ocurre frecuentemente en muchos de estos cuerpos, la simetría bilateral se pierde a causa de fracturas sin-F₃ y posteriores. El berilo aparece difundido por toda la zona interna.

de 2 a 4 cm., y que, en muchas ocasiones, disminuye mucho o llega a desaparecer. Su mineralogía está constituida, fundamentalmente, por cuarzo y plagioclasa albitica, y en menor proporción feldespato potásico. La turmalina es poco frecuente, dada la tendencia que tienen los fluidos ricos en B a emigrar hacia el encajante. Localmente, se observan también incipientes moscovitizaciones. La razón del escaso desarrollo de esta zona es obvia y se debe al pequeño contraste térmico entre los fluidos pegmatíticos y el encajante en donde éstos se emplazan.

Zona externa

Tiene una mineralogía similar a la anterior, de la que se diferencia, principalmente, por el desarrollo de las texturas gráficas entre el cuarzo y los feldespatos, así como por el mayor tamaño de grano, por lo menos de dimensiones milimétricas. El tránsito con la zona de borde es gradual y en pocas ocasiones se puede establecer un límite bien definido. En muchas pegmatitas es frecuente la presencia de biotita y/o de granate, como aportaciones, más o menos directas del encajante. La biotita, en mayor o menor cantidad, es casi ubicua en todas las pegmatitas, y suele recrystalizar en cristales alargados, de hábito alistonado («laths» en la literatura anglosajona), que llegan a medir hasta 70 cm. El granate es menos frecuente, y aparece casi de modo exclusivo en las pegmatitas emplazadas en los esquistos.

Zona interna

En esta zona el tamaño de grano es siempre grueso, alcanzando tamaños centimétricos o mayores. El feldespato potásico suele predominar sobre la plagioclasa. Son frecuentes los dominios monominerales, a veces constituidos por monocristales de gran tamaño de dimensiones decimétricas. No son raros los fenómenos de reemplazamiento de feldespato potásico por agregados de cuarzo y moscovita. Igualmente aparecen dominios de turmalina y cuarzo originados, bien por reemplazamiento de minerales primarios, bien por consolidación de pequeñas subcámaras ricas en volátiles que no tuvieron ocasión de migrar hacia el encajante. Finalmente, hay que destacar que en esta zona suelen aparecer la mayor parte de los minerales accesorios.

Zona de núcleo

Constituida casi exclusivamente por cuarzo que, en algún caso, incluye grandes cristales de feldespato potásico. En algunos cuerpos el cuarzo toma localmente una cierta tonalidad débilmente rosada.

La naturaleza poco evolucionada de estas pegmatitas impide una zonación más compleja, apareciendo, no obstante en ocasiones, dentro de las zonas descritas, algunas pequeñas diferenciaciones en bandas o dominios irregulares, caracterizadas por el predominio de determinados minerales. Sin embargo, dada su falta de continuidad, en pocos casos se pueden establecer subzonas en el sentido de CAMERON et al. (1949), UEBEL (1977) o CERNY (1982).

4. CLASIFICACION Y TIPOLOGIA DE LAS PEGMATITAS

Teniendo en cuenta la petrogénesis y condiciones de emplazamiento de estas pegmatitas, así como sus características geoquímicas, entre las que destaca la extremada pobreza en Li (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, in press), es indudable que deben ser incluidas en el tipo III de GINZBURG y RODIONOV (1960) en RODIONOV (1964) y GINZBURG et al. (1979), aunque es evidente que algunas de las pegmatitas menos evolucionadas tienen también afinidades con el tipo IV y, por el contrario, en alguna de ellas la presencia de alguna mineralización de Ta, bien es verdad que muy escasa, podría constituir un nexo con las del grupo II de estos autores. Por otro lado, desde un punto de vista composicional, estas pegmatitas pertenecen a los tipos «cerámico» y «micáceo» de RUDENKO et al. (1975).

GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1988 y 1990a) señalaron la zonalidad que a escala de afloramiento presentaban las Pegmatitas de Sierra Albarrana, clasificándolas, en base a sus ubicaciones estratigráficas y a otras características anatómicas y mineralógicas, en dos grupos principales.

Las pegmatitas del primer grupo («G» de GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1988) están ubicadas en los Gneises de La Albarrana. Sus emplazamientos, considerados en conjunto, están

sometidos a un moderado control estructural, lo que, sin embargo, no se manifiesta a pequeña escala o a nivel de afloramiento. La morfología de estos cuerpos es variable e irregular, conformando masas lenticulares o esferoidales, con frecuentes lobulaciones y apófisis que interdigitan con el encajante. Los contactos con éste suelen estar bien delimitados, aunque, a veces, quedan difusos cuando el encajante y la pegmatita tienen una composición similar, como es el caso de las pegmatitas de tendencia trondhjemítica o tonalítica emplazadas en gneises cuarzo feldespáticos.

Las pegmatitas pertenecientes al segundo grupo («E» de GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1988) se encuentran ubicadas en los Esquistos de La Albariza - Bembézar. Sus contactos con el encajante son siempre netos y bien definidos y las morfologías suelen ser tabulares, con gran continuidad lateral, en algunos casos kilométricas. Sus potencias pequeñas, siempre inferiores al Dm., permanecen casi constantes a lo largo de todo su recorrido. Las direcciones de estos cuerpos, entre 130° y 160°, son paralelas a las estructuras de F₂, lo que evidencia, como ya se ha señalado, un fuerte condicionamiento tectónico.

Dentro de estos dos grupos se pueden individualizar perfectamente una serie de subtipos característicos, bien definidos en función de características texturales y mineralógicas, muchas veces dependiendo de su posición estratigráfica y del encajante.

G.1.

Tipo «Diéresis». Cuerpos lenticulares o irregulares de potencias métricas, caracterizados por su escasez en micas, sobre todo moscovita, y por la presencia conjunta de uraninita y brannerita como minerales primarios de uranio. Son relativamente frecuentes los minerales con altos contenidos en T.R., sobre todo monacita, así como una variada gama de óxidos de Fe y Ti que forman soluciones y exoluciones diversas: ilmenita, hematites, rutilo, rutilo niobífero.

G.2.

Tipo «Beta». Cuerpos lenticulares, de tamaño medio, con potencias no superiores al Dm. y como en el tipo anterior con una notable escasez de

minerales micáceos. El mineral primario de uranio es exclusivamente brannerita, y aquí los óxidos de Fe y Ti son más escasos, excepto el rutilo, que suele ser moderadamente abundante.

G.3.

Tipo «La Coma». Cuerpos lenticulares caracterizados por un desarrollo lateral mayor que en los tipos anteriores, pero con potencias inferiores al Dm. En su mineralogía aparece la moscovita como un mineral relativamente abundante, siendo la brannerita el único mineral de uranio primario. Tienen moderadas cantidades de rutilo y algunos de estos cuerpos llevan algún mineral de Be (crisoberilo). A veces contienen áreas de reemplazamientos feldespáticos.

G.4.

Tipo «40». Cuerpos tabulares a lenticulares de escasa potencia, raras veces superior al m. y que, con un gran desarrollo lateral, afloran de manera intermitente a lo largo de varios kilómetros. Sus principales características mineralógicas son su alto contenido en hematites y mucho más moderado en ilmenita, contenidos variables de moscovita y ausencia de minerales de uranio.

G.5.

Tipo «Cerro de la Sal». De morfología groseramente lenticular a ovoidal, presentan un grado de contaminación muy diverso, lo que se traduce en la aparición de cantidades variables de biotita y granate. No contienen, en cantidades significativas, minerales de U o Ti, pero sí algunas mineralizaciones de Be y muy esporádicas de Nb y Ta (columbotantalita).

E.1.

Tipo «50». Cuerpos con textura estromática, marcadamente tabulares, con un desarrollo lateral hasta hectométrico. Su mineralogía, muy banal, evidencia una escasa evolución. Tienen un fuerte componente aluminico, fruto de una intensa interacción con el encajante, siendo por ello ricos en micas y granate.

E.2.

Tipo «Peña Grajera». Cuerpos tabulares, a veces, con estructuras «pinch and swell» (MENHERT,

1968), más evolucionados que los anteriores. La contaminación del encajante es muy variable, manifestándose por la presencia de granates y micas. Presentan algunos procesos de reemplazamientos tardíos con áreas de albitización. En ocasiones contienen moderados contenidos de berilo y fosfatos, principalmente apatito.

En general, salvo el tipo G.4., que se aparta bastante de los restantes, tanto desde un punto de vista textural como mineralógico, se aprecia entre todos estos tipos de pegmatitas una relación que marca una diferenciación progresiva de las mismas, más o menos paralela al aumento del nivel estratigráfico de emplazamiento. No obstante, hay un evidente salto cualitativo entre las pegmatitas de los tipos G.5. y las pertenecientes al grupo E.

5. MINERALES DE BERILIO

5.1. Berilo

Desde un punto de vista genético, y también, como más adelante veremos, composicional, los berilos de Sierra Albarrana se pueden integrar en dos tipos diferentes, según que su formación ocurra durante el proceso pegmatítico s.s. o en una etapa tardía como consecuencia, principalmente, de la retrogradación del crisoberilo.

Los berilos del primer grupo que corresponden al tipo N (sin sustituciones significativas del Be y Al) de BAKANIN y BELOV (1962) y BAKANIN et al. (1967), son con mucho los más abundantes, constituyendo uno de los principales minerales accesorios en las pegmatitas de tipos G.4. y E.2.

Normalmente, constituyen monocristales idiomorfos o agrupaciones policristalinas orientadas paralelamente al eje c, que en conjunto muestran un contorno prismático hexagonal, también muy idiomorfo. En general (fig. 2) sus cristales desarrollan sólo las caras m (1010) y c (0001), y en raras ocasiones las s (1121) y u (2021). Estos cristales muestran siempre una pronunciada elongación paralela al eje c, con una relación longitud - diámetro que oscila entre 2 y 5. No obstante, esta relación puede ser más pequeña e incluso, en algún caso, menor que la unidad.

En muestra de mano aparecen turbios, aunque a veces presenten zonas con ligeras trasparen-

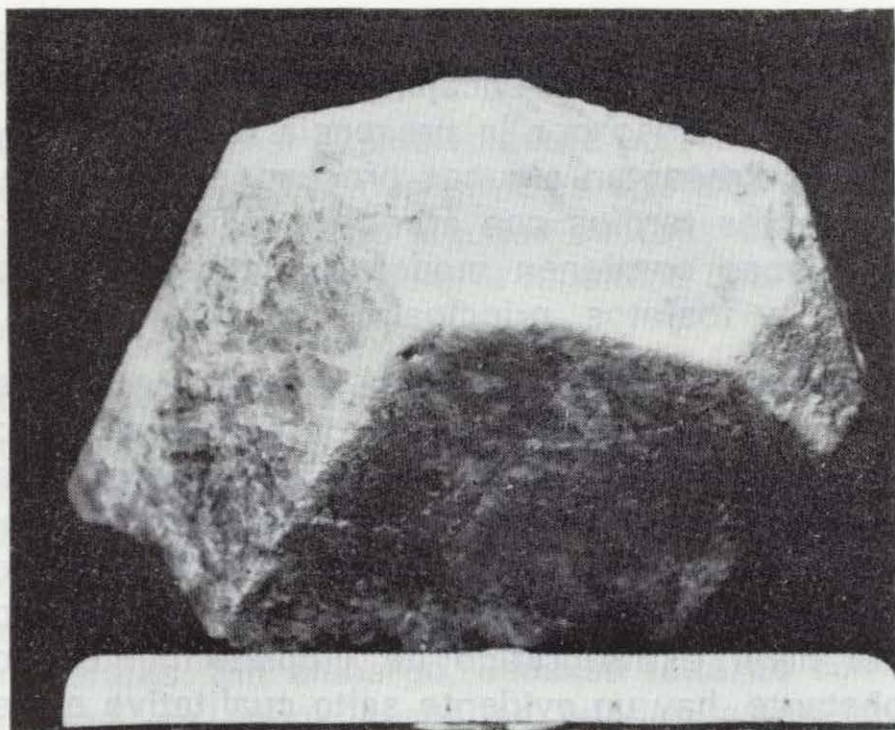


Figura 2.—Berilo: Pegmatita de Peña Grajera. Nótese cómo, además de las caras del prisma (1011) y pinacoide (0001), se aprecian las piramidales p (1011) y s (1121).

cias. Contienen inclusiones de cuarzo, feldespatos, mica y, muy esporádicamente, de piritita y óxidos de Fe y Ti.

En sección delgada son incoloros y sin pleocroísmo alguno, no presentando alteraciones importantes, salvo ligeras sericitizaciones en los bordes y a favor de algunos planos de diaclasa.

Este tipo de berilo cristaliza durante toda la etapa pegmatítica, aunque la mayor tasa de crecimiento se efectúe en los primeros estadios, precediendo a la cristalización generalizada de los feldespatos, siendo ésta la causa de su marcado idiomorfismo. No obstante, su nucleación y desarrollo puede continuar hasta estadios más tardíos, en donde su crecimiento puede quedar constreñido por feldespatos, e incluso moscovitas, ya formados.

Estos berilos tienen siempre una capacidad de nucleación baja, por lo que la tendencia general implica que se formen escasos cristales en comparación con otras fases minerales, si bien, siempre, de gran tamaño. En general, el crecimiento de estos cristales es continuo, siendo raras las formas esqueléticas. Sin embargo, en ocasiones se observan también algunos crecimientos discontinuos que se ponen de manifiesto por la intercalación, dentro de los cristales del berilo, de placas o láminas de cuarzo, feldespato o micas, orientadas de manera concéntrica y paralela a las caras del prisma. Ello indica interrupciones

temporales durante el crecimiento atribuibles, bien a una disminución del aporte de Be, o bien a un cambio local de las condiciones fisicoquímicas necesarias para su cristalización, tan sensibles, según BEUSS et al. (1963), a la relación Na/K de los fluidos pegmatíticos.

Las pegmatitas de tipo E.2. son las más ricas en berilo. Es muy común en las pegmatitas de Peña Grajera y parece que también lo fue en las de El Punto (D. HERNANDEZ, com. per.). Con menor abundancia aparece en las pegmatitas del Cortijo de la Segoviana, Admiración y otras de características similares. En todas ellas forma cristales decimétricos, a veces de varios kilogramos, bastante idiomorfos, de coloración amarillenta, parda o verdosa que se forman en la zona interna de estos cuerpos, asociados a cuarzo, albita, feldespato potásico, moscovita, granate, turmalina y apatito.

En las pegmatitas de clase G.4 es menos frecuente, formándose exclusivamente sobre los enclaves peraluminicos de tipo E-3, en donde constituye cristales no tan idiomorfos como los anteriores, de tamaños milimétricos o centimétricos que, ocasionalmente, han llegado a medir en secciones basales más de 20 cm. de diámetro. Siempre tienen coloración verdosa y están acompañados por cuarzo, albita, feldespato potásico, crisoberilo, granate, turmalina, biotita, moscovita, apatito, triplita, magniotriplita y accesorios.

El segundo tipo de berilo corresponde al tipo O (con sustituciones importantes del Al por Mg y Fe) de BAKANIN y BELOV (1962) y BAKANIN et al. (1967), y es muchísimo menos frecuente que el anterior, habiéndosele sólo observado en una pegmatita de tipo G.4. Normalmente forma agrupaciones policristalinas y microscópicas; cuando, ocasionalmente, éstas llegan a alcanzar algunos milímetros de tamaño, destacan, en muestra de mano, por su transparencia e intenso color azul, tratándose desde este punto de vista de pequeños cristales de «agua marina». Estas agrupaciones de contornos xenomorfos están constituidas por un entramado de cristales columnares, bastante alargados respecto al eje cristalográfico c. En lámina delgada (de espesor aproximado de 30 micras) estos cristales son incoloros y en nada pleocroicos a pesar de que, como luego veremos, contengan un alto contenido en Fe, hecho que, según FONTAN y FRANSOLET (1982), es causa de pleocroísmo en berilos similares. No

contienen inclusiones de otros minerales y aparecen asociados a cuarzo, albita, moscovita, clorita, crisoberilo, granate, turmalina y cloritoide. Las relaciones texturales de estos berilos con los minerales de su entorno sugieren un crecimiento a partir de la retrogradación del crisoberilo y quizá, en algún caso, por procesos de hidrólisis de berilos N.

5.2. *Crisoberilo*

El crisoberilo es un mineral mucho menos frecuente que el berilo, cuyo primer hallazgo en España tuvo lugar precisamente en estas pegmatitas (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1984). Posteriormente, también ha sido encontrado en las pegmatitas del Cabo de Creus (MELGAREJO, 1990 e, in press). Su importancia cuantitativa dentro del conjunto mineralógico de estas pegmatitas es exigua, pero, sin embargo, el hecho de constituir, junto con el berilo, una de las principales fases del sistema $\text{BeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (BASH), bien estudiado teórica y experimentalmente (BURT, 1978; FRANZ y MORTEANI, 1981 y 1984; BARTON, 1986) resalta su importancia, al contribuir a establecer las condiciones termobáricas en las que se desarrollaron estas pegmatitas. En Sierra Albarrana este mineral aparece de dos maneras diferentes.

En el primer caso, pegmatitas de tipo G.3, el crisoberilo, muy escaso, constituye monocristales xenomorfos, de color verde amarillento, translúcido en muestra de mano, que están integrados en una roca de textura pegmatítica de grano milimétrico o mayor. El crisoberilo aparece asociado al cuarzo, feldespatos, moscovita y nunca a berilo, ausente, como ya hemos comentado, de este tipo de pegmatitas. De sus relaciones texturales parece desprenderse, a pesar de la escasez de muestras disponibles, que el crisoberilo se formó durante la cristalización pegmatítica en equilibrio con estos minerales. Debido a ello este yacimiento es asimilable al tipo B (VLASOV, 1964; BEUSS, 1966).

En el segundo caso, pegmatitas de tipo G.4, este mineral es, por el contrario, más abundante. Constituye cristales muy idiomorfos, de tamaños milimétricos que raramente alcanzan el centímetro, de coloración verde clara a verde gris, más oscura que los del Complejo de La Coma. Se observan también maclas de dos individuos se-

gún un plano a 60° y maclas de tres individuos interpenetrados. En todos los casos son características las estriaciones que presenta la cara (100) y su hábito tabular debido al gran desarrollo que suele alcanzar la cara a (100) sobre las restantes: s (120), r (130) y b (010). No obstante, en algunos casos, se han reconocido hábitos prismáticos por inhibición de la cara s y mayor desarrollo de las a y b, dando lugar a formas pseudo-hexagonales. En todos los casos siempre predomina el crecimiento según los ejes Y y Z en detrimento del eje X (fig. 3).

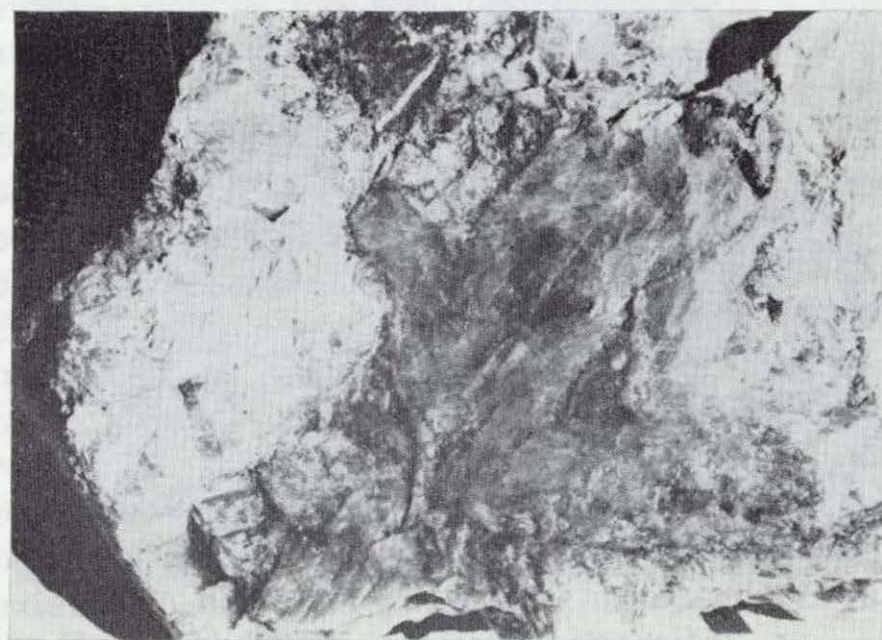


Figura 3.—Crisoberilo: macla de tres individuos según el plano (130). La longitud del cristal del centro es de 8 cm.; la matriz está constituida por cuarzo y feldespato.

En lámina delgada (fig. 4) no presenta anomalías ópticas, es incoloro y sin pleocroísmo, con un ángulo $2V$ que varía entre 68 y 72 grados. Su identificación estructural mediante difracción de rayos X, utilizando cristal único, fue realizada por GONZALEZ DEL TANAGO et al. (1984), obteniéndose los parámetros: $a_0 = 9.4052 \pm 0.0009 \text{ \AA}$; $b_0 = 5.465 \pm 0.001 \text{ \AA}$; $c_0 = 4.4237 \pm 0.0006 \text{ \AA}$; de los que resulta un valor para $v = 227.7926 \text{ \AA}^3$.

Con frecuencia aparece bastante diaclasado. En algunas ocasiones, sobre todo en aquellos individuos que crecen en las áreas más periféricas, llega a observarse una cierta orientación paralela a las estructuras planares que rodean la pegmatita (S_2). En ocasiones, en los bordes y planos de diaclasas, se observa crecimientos de

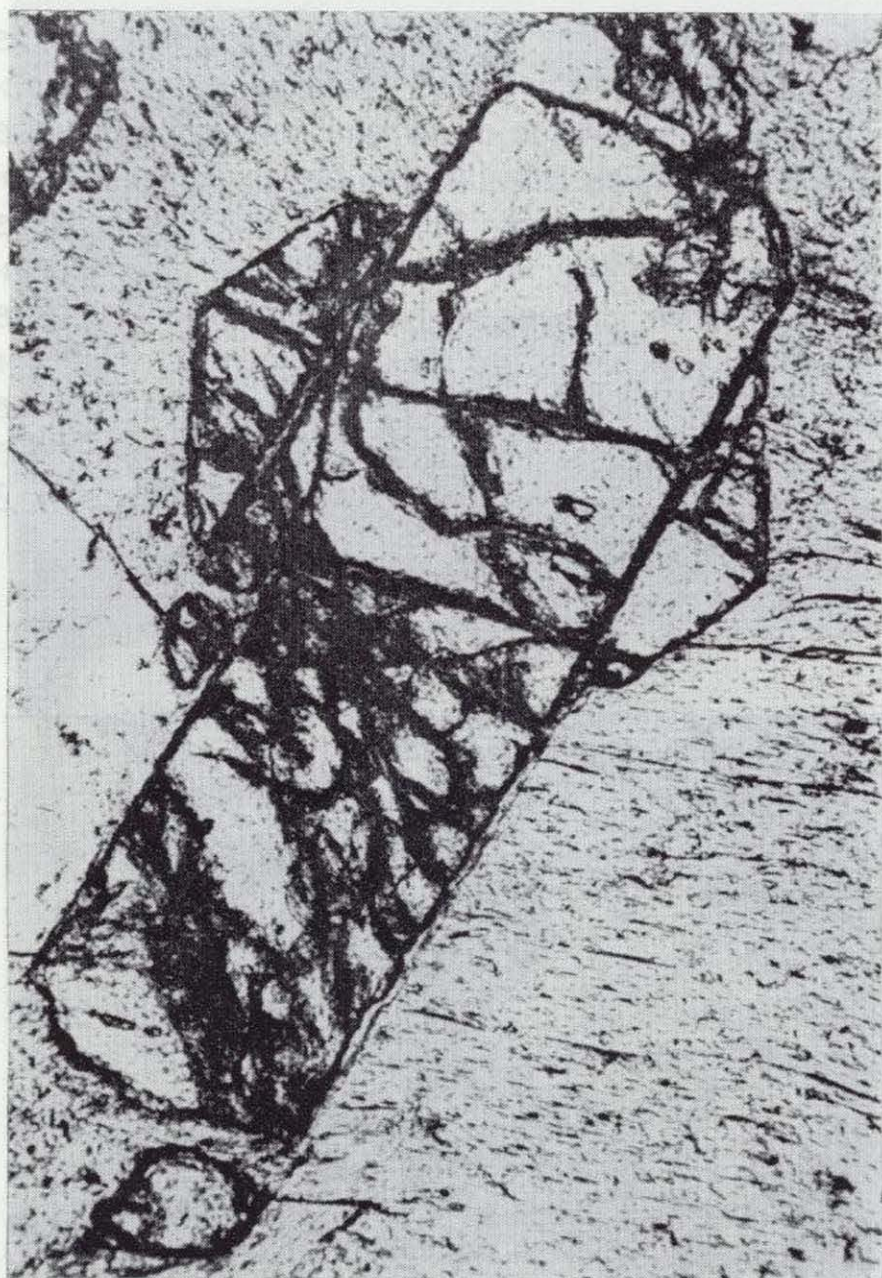


Figura 4.—Crisoberilo: aspecto en lámina delgada. El crisoberilo, de más relieve, está rodeado por cuarzo y clorita.

moscovita, sin formación paralela de berilo; es de suponer que el Be libre o entra en la red de la moscovita, o lo que es más probable, es transportado a otros lugares para formar berilo. En los procesos hidrotermales postpegmatíticos el crisoberilo puede desestabilizarse total o parcialmente y, como ya hemos señalado, su desaparición lleva implícita la formación de berilo O.

Este crisoberilo aparece exclusivamente ubicado en enclaves E-3, en la zona interna de la pegmatita, asociado a cuarzo, feldespato potásico, albita, biotita, moscovita y berilo; otros minerales que aparecen en su entorno son el granate, cloritoide, clorita, magniotriplita y otros minerales accesorios. Es importante destacar de estas relaciones el equilibrio que se observa en los bordes de los granos de cuarzo y crisoberilo, así

como su estrecha vinculación con el berilo. Aunque no siempre, frecuentemente, el crisoberilo crece sobre los bordes del berilo, lo que parece sugerir que en estos casos se formó con posterioridad a éste (fig. 5). Desde un punto de vista genético este crisoberilo se formó indudablemente en un ambiente algo más pobre en sílice que el del Complejo de La Coma y en un entorno decididamente más aluminico que aquél, lo que hace que este yacimiento encaje mejor en el tipo C (VLASOV, 1964; BEUSS, 1966).

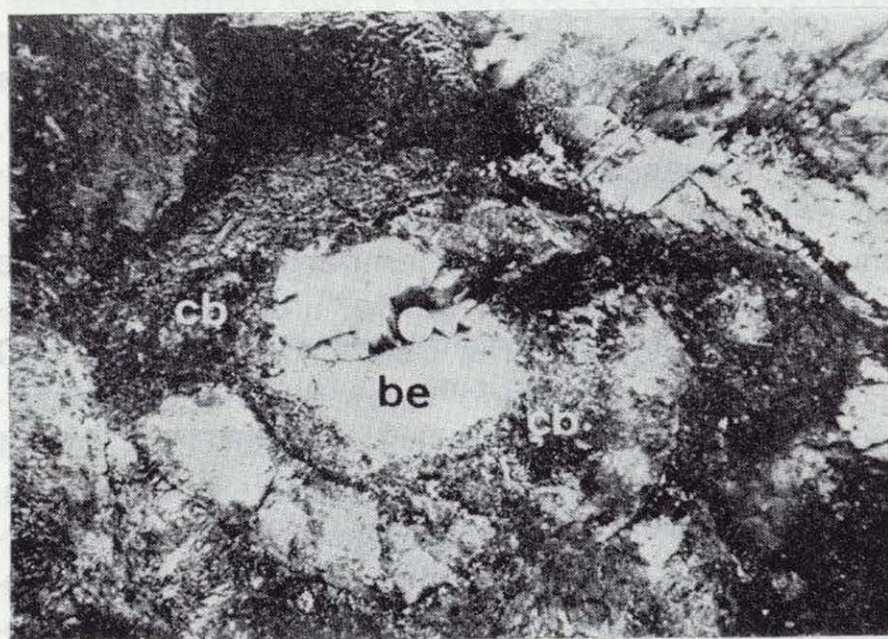


Figura 5.—Berilo «N». Los trabajos mineros dejaron al descubierto esta sección, casi perpendicular al eje c, en un cristal de aproximadamente 40 cm. de diámetro. (Obsérvese la moneda). La parte periférica, de color gris, está parcialmente pseudomorfizada por crisoberilo y cuarzo, mientras que la parte central, de color blanco, permanece inalterada.

5.3. Bertrandita

La presencia de bertrandita en las Pegmatitas de Sierra Albarrana ha pasado desapercibida hasta la fecha, sin duda a causa de su extremada rareza en las mismas. Ello es debido a que la formación de este mineral conlleva unas condiciones termobáricas que no se dieron en la evolución de estas pegmatitas, debido a que, en general, éstas habían quedado ya definitivamente consolidadas, antes de llegar a las condiciones de estabilidad de este mineral, según la definen GANGULI y SAHA (1967). Sin embargo, ocasionalmente, ligado a procesos hidrotermales bastante tardíos en algunas cavidades de berilos

alterados, se han formado pequeñas drusas de agregados policristalinos de bertrandita, en donde este mineral cristaliza junto con moscovita y cuarzo. Estos agregados están constituidos por individuos tabulares muy incoloros e idiomorfos, de tamaños hasta milimétricos. Su difracción de rayos X no muestra ninguna anomalía.

6. CRISTALOQUÍMICA DE LOS MINERALES DE BERILIO

6.1. Berilo

Después de los trabajos de BAKANIN y BELOV (1962), BAKANIN et al. (1967), GIBBS et al. (1968), WOOD y NASSAU (1968), HAWTHORNE y CERNY (1977) y BROWN y MILLS (1986), la estructura del berilo se considera constituida por un edificio compuesto por anillos hexagonales de tetraedros de sílice que se disponen en planos perpendiculares al eje cristalográfico *c*, unidos por tetraedros y octaedros de BeO y Al₂O₃, respectivamente, constituyendo ambos la estructura «columnar» de este entramado. Este edificio da lugar a una serie de «canales» paralelos al eje cristalográfico *c*, existiendo dos vacantes no estequiométricas. Una ocupa el centro de los seis anillos de sílice (000), mientras que la otra queda debajo, entre dos planos consecutivos de tales anillos (00 $\frac{1}{4}$), con unos diámetros aproximados de 2,8 Å y 5,1 Å, respectivamente (WOOD y NASSAU, 1968).

De ello se deduce la fórmula teórica del berilo (BAKANIN y BELOV, 1967): Al₂Be₃Si₆O₁₈ n(H₂O, R) o de un modo más genérico: M₂T₁₃T₂O₁₈ n(H₂O, R), en donde «M» representa los cationes en coordinación octaédrica (Al, Cr, Fe³⁺, Fe²⁺, Mg, Zn, etc.); «T₁» los cationes en coordinación tetraédrica (Be, Li y en menor medida Al); «T₂» los de coordinación tetraédrica en anillos (generalmente Si y en algunos casos Al) y finalmente «R» los cationes de carga débil y radio iónico grande (Na, Ca, K, Rb y Cs) que pueden ocupar las posiciones en los canales anteriormente señalados.

La cantidad y clase de estas sustituciones ha sido a menudo utilizada para clasificar a este mineral e incluso correlacionarlo con su ambiente genético: BAKANIN y BELOV (1962), STAATZ et al. (1965); BEUSS (1966), BAKANIN et al.

(1967), CERNY (1975), HAWTHORNE y CERNY (1977).

En las tablas 2 y 3 se muestran análisis de berilos de Sierra Albarrana, efectuados mediante microsonda electrónica. En estos análisis los contenidos en Cr, Ti, Ba, P, S y F han resultado siempre irrelevantes y como en la mayoría de los casos se encuentran por debajo de los límites de detección de esta técnica, no se ha considerado útil incluir sus resultados. Sólo el Cr₂O₃ en el berilo 2.4 alcanzó un valor de 0.12 por 100 y el TiO₂ en el 12 el 0.11 por 100.

La elección de este método analítico, necesario para reconocer zonados químicos, no nos ha permitido conocer los contenidos en Li, Be y H₂O, ni la relación Fe³⁺/Fe²⁺. No obstante, algunos de estos valores, al menos, pueden ser estimados. En efecto, como en su momento señalamos, las pegmatitas formadas a gran profundidad, como ocurre en nuestro caso, llevan implícito siempre una acusada esterilidad en Li (CERNY, 1975). Este antagonismo siempre ha quedado confirmado en las pegmatitas de Sierra Albarrana, tanto en los análisis sistemáticos que se han realizado para la determinación de este elemento, en minerales receptores del mismo, principalmente moscovitas y biotitas, como por la inexistencia de fases minerales propias de Li (silicatos y fosfatos de Li en general).

El hecho de que no existan sustituciones del Be por el Li, al menos en cantidades significativas, nos permite tener una idea del contenido en Be y estimar la fórmula estructural. Las posibles sustituciones del Si por el Al, o del Be por el Al en posición T₁ que indican BROWN y MILLS (1986), así como del Si por el Be o Al que señala SHATSKY et al. (1981) en posición T₂ y la posible presencia de algunos cationes poco frecuentes como Cu y V en posiciones T₁ y T₂, respectivamente, por ser siempre de poca consideración, no parece que puedan introducir errores que alteren significativamente estas estimaciones.

El cálculo de la fórmula estructural se ha realizado en base a 18 oxígenos, partiendo del supuesto de que Si+Be es 9 (SCHALLER et al., 1962). La aproximación que produce el método es aceptable y ha sido cotejada con análisis de berilos de otros autores, en donde el valor del BeO se conocía «a priori» y en los que, como

TABLA 2
Análisis de berilos «N»

	1	2.1	2.4	2.7	2.9	3.1	3.8	4	5	6	7
SiO ₂	66.38	67.54	67.44	67.58	67.15	67.59	65.91	66.64	66.51	65.96	66.03
BeO *	13.71	13.01	12.94	12.94	12.91	14.29	14.38	13.88	13.87	13.97	13.86
Al ₂ O ₃	17.95	17.26	17.22	17.26	17.35	19.08	17.37	18.70	18.56	18.57	18.55
FeO (t)	0.32	0.32	0.27	0.19	0.16	0.33	0.18	0.21	0.13	0.35	0.09
MnO	0.0	0.10	0.04	0.0	0.0	0.15	0.04	0.01	0.0	0.0	0.0
MgO	0.38	0.13	0.12	0.11	0.04	0.03	0.0	0.0	0.07	0.06	0.06
CaO	0.08	0.0	0.0	0.05	0.03	0.01	0.0	0.02	0.07	0.19	0.23
Na ₂ O	0.29	0.19	0.20	0.19	0.12	0.15	0.11	0.06	0.21	0.14	0.09
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.02	0.0	0.0	0.0
Fórmulas estructurales en base a 18 oxígenos											
Si	6.01	6.15	6.16	6.16	6.16	5.97	5.91	6.0	6.0	5.97	5.98
Be *	2.99	2.85	2.84	2.84	2.84	3.03	3.09	3.0	3.0	3.03	3.02
Al	1.92	1.85	1.85	1.86	1.88	1.99	2.05	1.98	1.97	1.98	1.98
Fe ³⁺ *	—	0.02	—	—	—	—	—	0.01	—	0.02	—
Fe ²⁺	0.02	—	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	—	0.01	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—
Mg	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	—	—	—	0.01	0.01	0.01
Ca	0.01	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.02	0.02
Na	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Valores estimados.
NOTA.—La cifra decimal en el número del cristal medido indica el alejamiento relativo del análisis respecto al núcleo.

TABLA 3
Análisis de berilos «O»

	8	9	10.1	10.5	10.8	11	12
SiO ₂	67.75	68.75	63.13	64.00	63.99	64.32	64.15
BeO *	13.16	13.66	13.41	13.24	13.27	13.42	13.34
Al ₂ O ₃	15.40	15.19	14.39	14.73	14.60	15.65	14.68
FeO (t)	1.57	2.63	2.92	2.72	2.52	1.91	2.60
MnO	0.05	0.16	0.25	0.23	0.32	0.19	0.10
MgO	1.15	1.46	1.60	1.64	1.48	1.30	1.60
CaO	0.01	0.02	0.0	0.06	0.05	0.03	0.05
Na ₂ O	1.34	1.48	1.76	0.8	1.48	0.86	1.08
K ₂ O	0.0	0.0	0.04	0.0	0.0	0.0	0.0
Fórmulas estructurales en base a 18 oxígenos							
Si	6.14	6.09	5.96	6.01	6.01	6.00	6.00
Be *	2.86	2.91	3.04	2.99	2.99	3.00	3.00
Al	1.64	1.59	1.60	1.63	1.62	1.72	1.64
Fe ³⁺ *	0.04	0.14	0.16	0.21	0.15	0.15	0.20
Fe ²⁺	0.08	0.05	0.07	—	0.05	—	—
Mn	—	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
Mg	0.16	0.19	0.23	0.23	0.21	0.18	0.22
Ca	—	—	—	0.01	0.01	—	0.01
Na	0.24	0.25	0.32	0.15	0.27	0.16	0.20
K	—	—	—	—	—	—	—

* Valores estimados.
NOTA.—La cifra decimal en el número del cristal medido indica el alejamiento respecto al núcleo.

en nuestro caso, los contenidos de Li eran insignificantes. Igualmente se puede seguir otro cálculo para conocer la fórmula estructural del berilo que conduce a resultados similares, al considerar también en base a 18 oxígenos, que la suma de los cationes en coordinación octaédrica es 2 (FRANZ et al., 1986). La utilización de este segundo método proporciona, en general, valores similares aunque con contenidos de Be ligeramente más bajos, que una vez recalculados como BeO producen resultados peores si los comparamos con análisis en donde el BeO fue calculado como tal.

Desde un punto de vista geoquímico, la simple contemplación de estos análisis confirma la existencia de dos poblaciones diferentes de berilo, sin que entre las mismas existan términos intermedios que indicaran una evolución transicional entre ambas. Los 11 primeros análisis (tabla 2) corresponden a berilos N; de entre estos, los números 1, 2, 3 y 4 corresponden a otros tantos berilos de pegmatitas del tipo E.1 (Peña Grajera y Segoviana), mientras que los 5, 6 y 7 pertenecen a berilos de pegmatitas del tipo G.4, con crisoberilo. Los restantes análisis, 8, 9, 10, 11 y 12 (tabla 3) pertenecen a berilos del tipo O, pertenecientes a pegmatitas de tipo G.4.

Dentro de los berilos N, en primer lugar hay que señalar la similitud composicional entre todos ellos, a pesar de pertenecer a pegmatitas de diferentes tipos e incluso de haberse generado en diferentes ambientes geoquímicos (dominios feldespáticos los berilos 1, 2, 3 y 4 y enclaves peraluminicos los 5, 6 y 7). Ni la aluminosidad del medio de crecimiento (aunque teniendo siempre en cuenta que se trata de ambientes saturados en Si), ni la mayor disponibilidad en el mismo de determinados elementos como el Fe y Mg; parece que tengan un reflejo demasiado significativo en la composición de estos berilos, propios de la etapa pegmatítica s.s.

Como se puede apreciar en todos ellos, sus composiciones son cercanas al valor teórico de este mineral, con un contenido en Al próximo a 2. Los contenidos en Fe, Mn y Mg son bajos, lo que indica que apenas contienen sustituciones en posición «M». Por otro lado, el escaso contenido en Na, K, Ca y presumiblemente en Cs (dadas las características genéticas de estas pegmatitas y teniendo en cuenta las mismas consideraciones que establecimos para el Li) su-

giere que estos berilos sólo contienen moderadas cantidades de cationes en posición «R».

En los berilos 2 y 3 se han realizado análisis en diferentes partes de un mismo cristal, encontrándose en ambos casos débiles zonaciones composicionales. Se observa siempre una pequeña pero significativa disminución del contenido de Fe, Mn y Mg hacia el borde de cada cristal. Ello, quizá obedezca al fuerte empobrecimiento que sufren los fluidos pegmatíticos en cationes ferromagnesianos conforme avanza el proceso de cristalización, por irse individualizando fases que, como el granate y biotita, acaparan estos cationes. Igualmente se observa una ligera disminución, de centro a borde, en el valor del Na, compensada en algunos casos (berilo 5) por un aumento del contenido en Ca. Esta disminución paralela en los álcalis, paradójicamente, en un medio cada vez más rico en ellos, se puede explicar, como luego veremos, por la vinculación que tiene la entrada de cationes en posición «R», con los desequilibrios de carga que se producen a causa de las sustituciones del Al³⁺ por cationes bivalentes. Este tipo de zonado es contrario al que encuentran FRANZ et al. (1986), en donde la entrada de cationes ferromagnesianos aumenta hacia el borde del cristal.

Por último, el análisis número 4 corresponde a un berilo originado durante un reemplazamiento tardipegmatítico. Su bajo contenido en ferromagnesianos es similar al correspondiente al borde de los berilos anteriores, acentuándose la disminución del Na, parcialmente compensada por un tímido aumento en el contenido de Ca. En estos casos, parece lógico suponer que debe tener lugar una moderada entrada de agua en posiciones no ocupadas por estos álcalis.

La siguiente población de berilos (8 al 12, tabla 3) está constituida por berilos O, retrógrados, que o bien crecen sobre crisoberilos o bien sin una relación inmediata con este mineral, aunque siempre con un carácter tardío y desconectado del proceso pegmatítico. De su composición química llama la atención sus contenidos más bajos en Al, compensados por su relativa riqueza en elementos ferromagnesianos que llegan a constituir hasta un 4 por 100 de su peso total. Igualmente se observa unos altos valores en Na que alcanzan hasta 1.76 por 100 de su peso total. En todos ellos sus contenidos en MnO y CaO son bajos, mientras que el de K₂O es siempre irrele-

vante. En este sentido se trataría de berilos sódicos, similares al tipo III de Correia Neves et al. (1984).

Al objeto de tener una idea más precisa de estas relaciones se han calculado los coeficientes de correlación interelementales, cuyos resultados se muestran en la tabla 4. Se puede apreciar la fuerte dependencia que tienen entre sí: Al, Fe, Mn,

Mg y Na. Por el contrario, el Si no presenta una correlación significativa con ningún elemento, como corresponde al papel neutral que juega en las sustituciones de la posición «M». El Ca presenta una correlación aparentemente muy baja, incluso con el Na; ello parece indicar, a primera vista, que la entrada de este catión en posición «R» no está controlada por los mismos factores

TABLA 4
Berilo. Coeficientes de correlación

	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na
Si	1						
Al	-0.15	1					
Fe	-0.17	-0.93	1				
Mn	-0.24	-0.66	0.80	1			
Mg	-0.12	-0.95	0.99	0.77	1		
Ca	-0.41	0.14	-0.02	-0.04	-0.01	1	
Na	-0.07	-0.93	0.93	0.70	0.93	-0.12	1

que influyen en las relaciones entre el Al y Fe, Mn, Mg y Na. De todas formas hay que tener en cuenta que el cálculo de los factores de correlación del Ca puede resultar relativamente afectada cuando se utilizan valores catiónicos tan bajos como en este caso. En este sentido, si manejáramos óxidos en vez de cationes, como por ejemplo hace FRANZ et al. (1986), las correlaciones del CaO con respecto a los demás óxidos involucrados se situarían en torno al 0.5 de valor medio. Por otra parte, valores bajos de CaO como los que contienen estos berilos, pueden estar sujetos a errores analíticos, dado el método seguido, que podrían desvirtuar el tratamiento matemático. No obstante, no puede descartarse que el contenido de Ca de los berilos venga también determinado por la solubilidad local de este elemento y, por consiguiente, de su disponibilidad en los fluidos pegmatíticos.

Las anteriores relaciones se visualizan en los diagramas binarios de las figuras 6, 7 y 8 en donde se han utilizado los valores catiónicos por ser los que pueden dar mejor idea del grado de estequiometría del mineral. En todos los casos se observa siempre, y muy claramente diferenciados, las dos poblaciones de berilos que existen en estas pegmatitas.

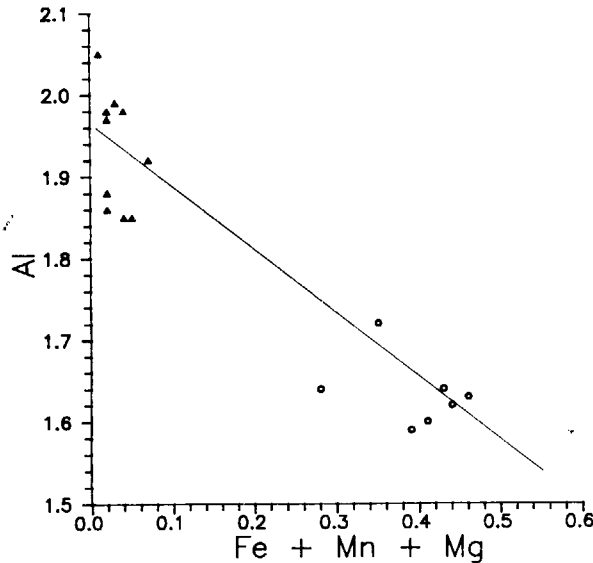


Figura 6.—Diagrama: Al, vs. Fe+Mn+Mg. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

En el diagrama de cationes en posición «M»: Al, vs. Fe + Mn + Mg (fig. 6) la regresión lineal proporciona la ecuación:

$$Al = 1.97 - 0.81 * (Fe + Mn + Mg)$$

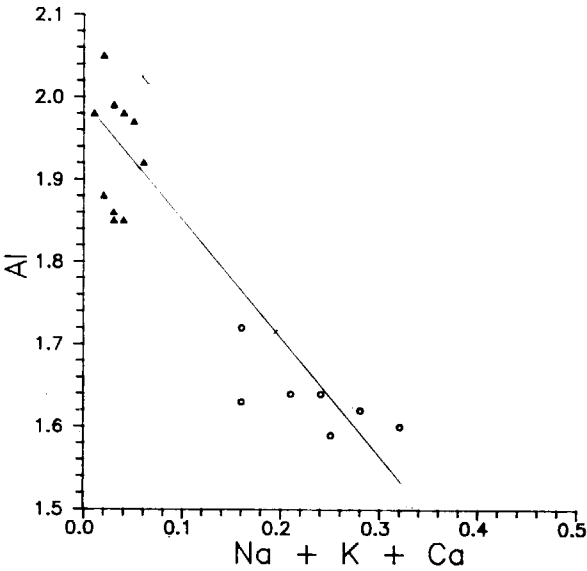


Figura 7.—Diagrama: Al, vs. Na+K+Ca. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

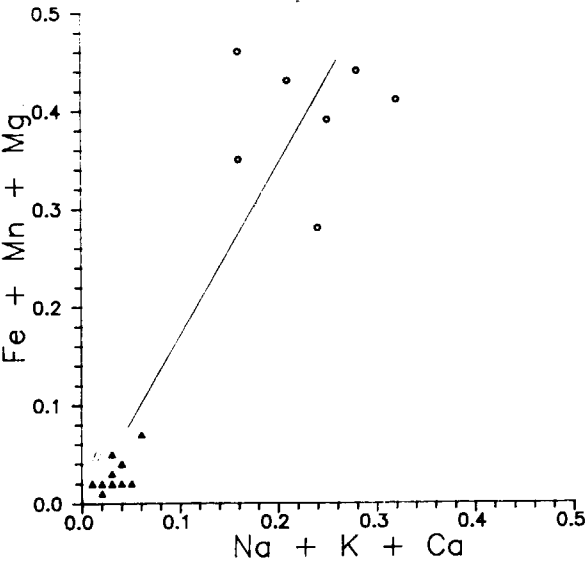


Figura 8.—Diagrama: Fe+Mn+Mg, vs. Na+K+Ca. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

que dice de la relativa bondad del cálculo y estequiometría de estos berilos con un valor para el A muy próximo a 2 si no existieran estas sustituciones.

El diagrama: Al, vs. Na+Ca (fig. 7) señala que

la disminución del Al va acompañada por un aumento proporcional de cationes en posición «R». La regresión lineal de la forma:

$$Al = 1.99 - 1.45 * (Na + Ca)$$

indica que la cantidad de cationes en posición «R» tiende a cero cuando el número de cationes del Al tiende a 2, o dicho de otro modo, cuando las sustituciones en posición M tienden a desaparecer.

Por último, la regresión lineal de los valores del diagrama: Fe + Mn + Mg, vs. Na + Ca (fig. 8) proporciona la ecuación:

$$Fe + Mn + Mg = -0.01 + 1.7 * (Na + Ca)$$

que confirma, bien a las claras, la relación que existe entre las sustituciones en posición «M» y la entrada de cationes en posición «R».

Todas estas consideraciones sugieren, de acuerdo con FRANZ et al. (1986), que los cationes en posición «R» entran en la estructura de estos berilos, equilibrando la pérdida de carga que supone la sustitución del Al por cationes bivalentes según el esquema:



Si estos intercambios no tuvieran otras connotaciones, es evidente que la relación entre el número de cationes en posición «M» y «R» tendería a ser 1, pero, sin embargo, vemos que esto no sucede. El diagrama de la figura 8 y la regresión lineal de sus valores es bien explícito al respecto, indicando que existe un evidente déficit de cationes en posición «R» respecto a los que entran en posición «M». Dicho de otra forma, existe un aparente desequilibrio de carga, al entrar menos cationes en posición «R» que los que teóricamente deberían entrar para compensar la pérdida de carga que supone la sustitución del Al por cationes bivalentes. BEUSS (1966) sugiere que en este caso el Fe debe de actuar como Fe³⁺ en vez de hacerlo, como es más habitual en el berilo, como Fe²⁺, tendiendo de este modo a compensar el desequilibrio de carga existente. En las tablas 2 y 3, en base a esta hipótesis, se han estimado los contenidos de Fe³⁺ de estos berilos, destacando la relativamente alta relación Fe³⁺/Fe²⁺ en los berilos O.

Berilos con contenidos de ferromagnesianos del 4.69 por 100, con todo o una gran parte del hie-

rro actuando como Fe³⁺ han sido señalados por SHALLER, 1962 (berilos de color azul) y con contenidos de Fe₂O₃ hasta 2.57 por 100, por SHASKIY (1981); igualmente, FONTAN y FRANSOLET (1982) estudian un berilo con un 3.23 por 100 de Fe₂O₃ y apenas un 0.22 por 100 de FeO relacionando además el color azul de los mismos con su alta relación Fe³⁺/Fe²⁺. Todo ello parece sugerir que el color azul de los berilos O de Sierra Albarrana se debe a su alto contenido en Fe y probablemente como Fe³⁺.

Los diagramas triangulares de las figuras 9, 10 y 11 ayudan a completar la visualización de estas relaciones. En los dos primeros se observa cómo la sustitución del Al por Fe y Mn (fig. 9) o por Mg (fig. 10) lleva implícita la entrada simultánea de cationes «R»; en el diagrama de la figura 11 lo que se manifiesta es la existencia de un mayor número de sustituciones a cargo de Fe+Mn en comparación con Mg, de tal forma que la relación (Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg) viene a quedar próxima a 0.59. Ello parece indicar, bien una mayor receptividad del berilo hacia el Fe con respecto al Mg dado que los valores del Mn apenas cuentan en el conjunto Fe+Mn, o bien, y esto es lo más lógico, que esta relación venga impuesta por consideraciones termodinámicas al cristalizar simultáneamente otras fases ferromagnesianas.

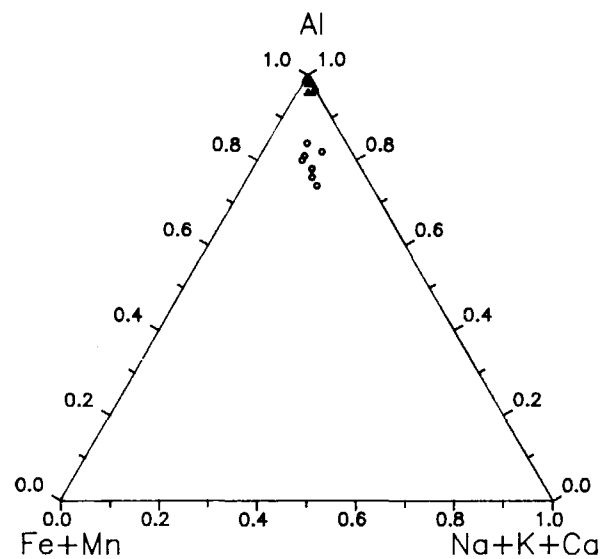


Figura 9.—Diagrama: Al; Fe+Mn; Na+K+Ca. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

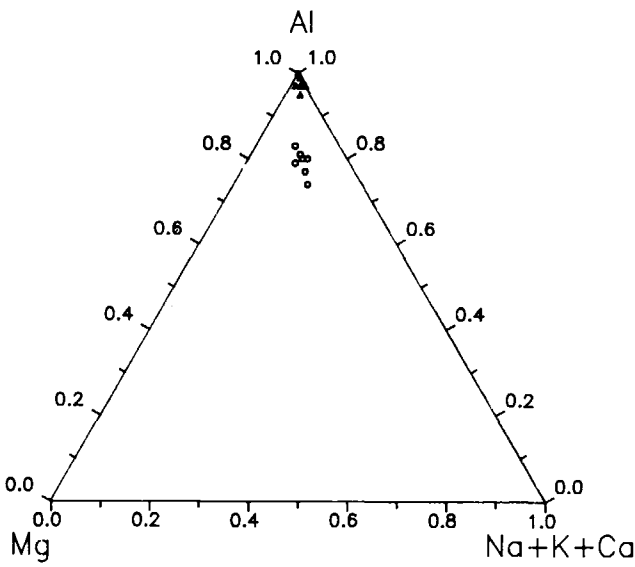


Figura 10.—Diagrama: Al; Mg; Na+K+Ca. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

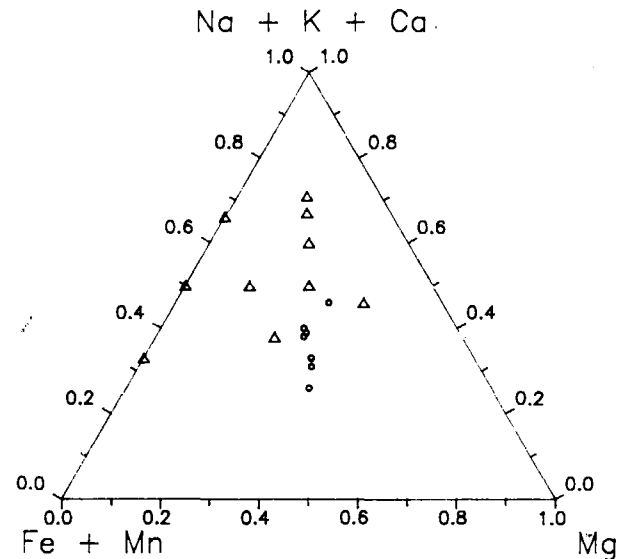


Figura 11.—Diagrama: Na+K+Ca Fe+Mn; Mg. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

6.2. Crisoberilo

En la tabla 5 se muestran los análisis de cinco crisoberilos. Los análisis realizados por microsonda electrónica no nos han permitido determinar el contenido en Be. No obstante, se puede estimar el contenido de este elemento por estequiometría, al tratarse de un mineral anhidro que

no parece presentar demasiadas sustituciones. Todos los análisis muestran una relativa uniformidad y simplicidad, sólo alterada por los contenidos de Fe (como FeO total) próximos al 1 por 100. Este elemento debe entrar en la estructura

del crisoberilo, lógicamente, como Fe³⁺ sustituyendo al Al.

Por otra parte, en estos crisoberilos no se observan zonados ópticos ni composiciones (crisoberilos 1 y 3).

TABLA 5
Análisis de crisoberilos

	1.2	1.8	2	3.1	3.3	3.6	3.9	4	5
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	81.10	81.07	78.09	80.91	80.46	78.17	78.84	79.72	79.77
FeO (total)	0.99	1.13	0.67	0.81	0.78	0.75	0.71	1.05	1.14
MnO	—	—	—	0.04	—	—	—	0.03	0.03
MgO	—	0.05	0.09	0.02	—	—	—	0.03	—
CaO	0.01	—	—	0.02	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	0.09	0.09	—	—	—	0.08
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—

	Fórmulas estructurales en base a 14 oxígenos								
Al	2.04	2.04	1.94	2.04	2.02	1.95	1.97	2.00	2.00
Be *	0.94	0.94	1.02	0.95	0.97	1.03	1.02	0.98	0.98
Fe ³⁺	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Valores estimados.
NOTA.—La cifra decimal en el número del cristal medido indica el alejamiento relativo del análisis respecto al núcleo.

7. MINERALOGENESIS DEL BERILIO

7.1. Berilo

La mayoría de los yacimientos de berilo están relacionados con fluidos residuales, asociados a la consolidación de granitos (VLASOV, 1964; SMIRNOV, 1976; BURT, 1982), formando parte de pegmatitas de las clases I y II (GUINZBURG, 1979). Sin embargo, el berilo también puede formar parte de rocas metamórficas asociado a procesos metasomáticos o a pegmatitas de origen migmatítico. GERHARD et al. (1984), FRANZ y MORTEANI (1984), FRANZ et al. (1986), BUSHLYAJOV y GRIGORIYEV (1988), GRUNDMANN y MORTEANI (1989), GIULIANI et al. (1990a) y GIULIANI et al. (1990b).

La cristalización de berilo en exceso de sílice

y suficiente presión de H₂O no presenta problema alguno en las condiciones de formación de las pegmatitas de Sierra Albarrana. Según BEUSS (1963 y 1966), PETROV (1973) y EUGSTER (1985) la formación de berilo en las pegmatitas graníticas se debe a la tendencia del Be a formar complejos con determinados elementos volátiles, principalmente flúor, que se concentran en los fluidos silicatados residuales; la posterior alcalinización de estos fluidos, y si la concentración de Be en estos complejos es suficiente, dará lugar a la precipitación de berilo. La razón por la que el berilo, a diferencia de la turmalina, sólo se forma dentro de la pegmatita y nunca en las aureolas metasomáticas del exocontacto, como se manifiesta en Sierra Albarrana, hay que buscarla probablemente en esta afinidad del Be para formar

complejos con el F. Así, dada la afinidad del F con la fase silicatada (MANNING y PICHAVANT, 1983; PICHAVANT y MANNING, 1984), el Be permanece mayoritariamente en esta fase y apenas en la acuosa, causante del metasomatismo.

En Sierra Albarrana no se han encontrado minerales específicos de Be fuera de las pegmatitas, por lo que la fuente original del Be para los berilos N debe buscarse en ciertas fases minerales que, como las plagioclasas y micas, admiten en su estructura pequeñas cantidades de Be (PETROV, 1973) e incluso en granates (BEUSS, 1966). La fusión parcial de niveles de esquistos con cierta concentración de tales minerales producirá la incorporación del Be a los fluidos migmatíticos, concentrándose el Be en los de más tardía cristalización que darán lugar a las pegmatitas graníticas. Sin embargo, el hecho de que el berilo y en general los minerales específicos de Be sólo aparezcan en determinadas clases de pegmatitas, sugiere que este elemento debe tener una distribución desigual dentro de las rocas metamórficas de Sierra Albarrana. Concentraciones relativamente altas de Be, en ciertos materiales metamórficos, han sido encontradas, por ejemplo, en anfibolitas (BUSHLYAKOV y GRIGORIYEV, 1988). Por otra parte, anomalías de Be en determinados niveles estructurales asociados, a veces, a procesos tectónicos, han sido reconocidas por FRANZ et al. (1986) y KUBOVICS et al. (1989), por lo que la existencia en Sierra Albarrana de niveles con diferentes contenidos de Be no constituiría ninguna novedad. La posibilidad de que sea el F quien controle este proceso selectivo parece razonable; sin embargo, la presencia de fluorapatito (mineral que recoge la mayoría del F en estas pegmatitas) no implica necesariamente la existencia de mineralizaciones de Be.

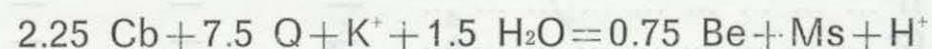
El berilo en ambiente saturado en sílice, como ocurre, normalmente, en estas pegmatitas, permanecerá como fase estable durante todo el proceso de consolidación de las mismas, dado que su campo de estabilidad cubre con mucho (BARTON, 1986; CEMIC et al., 1986) las condiciones a que estuvieron sometidos estos cuerpos desde su formación hasta su consolidación definitiva.

Solo en relación con fenómenos locales de reemplazamiento se producen en los berilos N algunas albitizaciones y moscovitizaciones que conducen a la desaparición parcial o total del mismo. Cabe suponer que el Be excedentario se re-

fugie, en estos casos, en las estructuras de la moscovita o pase a los fluidos residuales.

Por otra parte, la aparición exclusiva de minerales de Be en los enclaves E-3 de una pegmatita de tipo G.4 y la ausencia de estos minerales en el resto de la misma, parece sugerir que el origen del Be, en este caso particular, pudiera encontrarse relacionado con la mineralogía prepegmatítica de estos enclaves más que con los fluidos silicatados, si bien la riqueza en minerales de Be en alguno de estos enclaves plantea la duda de si los berilos se han podido formar sólo a partir de los contenidos de Be de las micas o plagioclasas del enclave. Parece lógico pensar entonces que pudo existir algún otro mineral con altos contenidos de este elemento y a este respecto, si se confirmara la presencia de cordierita prepegmatítica en estos enclaves, podría ser este mineral la fuente suplementaria del Be; la existencia de cordieritas ricas en Be es un hecho conocido (NEWTON, 1976; CERNY y POVONDRA, 1969; VRANA, 1979).

La formación de los berilos O no ofrece problema alguno, originándose a partir de la retrogradación del crisoberilo (fig. 12), probablemente con formación paralela de moscovita, según la reacción esquemática:



Este proceso sucede en una etapa tardía desconectada del proceso pegmatítico, en donde paralelamente se producen otras reacciones: forma-

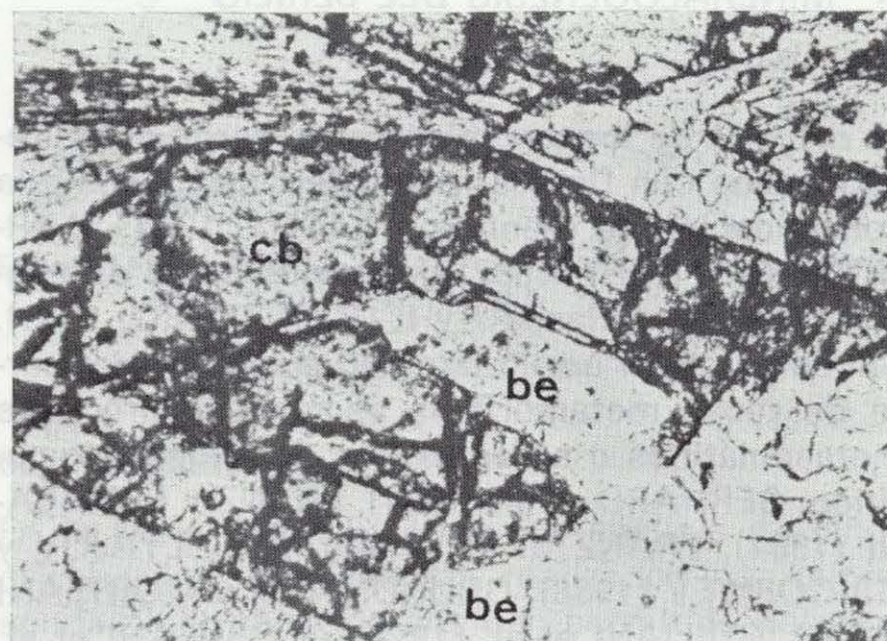
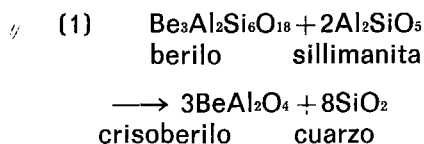


Figura 12.—Berilo «O»: pseudomorfosis parcial de un crisoberilo. Lámina delgada, $\times 25$.

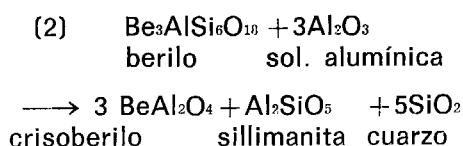
ción de cloritoide, cloritización de biotita y probablemente recrystalizaciones de fosfatos primarios de Ca, Fe, Mg y Mn. Esto sugiere que el alto contenido de estos berilos en ferromagnesianos sustituyendo al Al está, de algún modo, vinculado a estas reacciones (de menor temperatura que las desarrolladas durante el proceso pegmatítico s.s.), en donde los intercambios de cationes ferromagnesianos son importantes. GERHARD et al. (1984) encuentran que los berilos con altas sustituciones del Al están relacionados con procesos metamórficos o metasomáticos, frente a los berilos pegmatíticos s.s., casi exentos de tales sustituciones. Esto también sucede en Sierra Albarrana, en donde sólo los berilos de tipo O, asociados a procesos retrometamórficos con formación de cloritoide, contienen tales sustituciones. Por otra parte la relación de este tipo de berilos y un ambiente rico en cationes ferromagnesianos y de baja temperatura ha sido señalado para berilos similares por FONTAN y FRANSOLET (1982).

7.2. Crisoberilo

La formación del crisoberilo parece más compleja que la del berilo. El problema de su génesis en pegmatitas, frecuentemente asociado a sillimanita, ha merecido la atención de numerosos autores. DOSTAL (1969), en Marsikov, Checoslovaquia, encuentra el crisoberilo asociado a sillimanita en pegmatitas sincinemáticas emplazadas en gneises con biotita-hornblenda. HEINRICH y BUCHI (1969), después de estudiar las relaciones paragenéticas de este mineral en una serie de yacimientos, llegaron a la conclusión de que el crisoberilo se forma según la reacción:

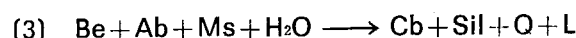


o bien, a partir de soluciones hidrotermales aluminicas que reaccionan con un berilo preexistente.



BURT (1978) estudió teóricamente el sistema

BASH y llegó a la conclusión de que la rareza del crisoberilo se debe a que sólo se puede formar en pegmatitas emplazadas en esquistos de alto grado o en rocas ultrabásicas, teniendo en cuenta que este mineral, con una relación Be/Al menor que el berilo, sólo puede ser estable en pegmatitas peraluminicas (contaminadas o subsaturadas en sílice). FRANZ y MORTEANI (1981) establecieron experimentalmente las reacciones de formación del par crisoberilo y cuarzo a expensas de berilo y de un silicato que aportara el Al, concluyendo que la formación de crisoberilo sólo es posible en aquellas pegmatitas con berilo que hubieran sufrido con posterioridad a su formación un cierto metamorfismo progrado y de ahí, precisamente, la escasez de este mineral. FRANZ y MORTEANI (1984) estudiaron las condiciones de formación del crisoberilo en dos localidades típicas, proponiendo una serie de reacciones alternativas haciendo intervenir a un mayor número de fases minerales. Estos autores asumen que existe una fase acuosa que explica la ausencia final de feldespato potásico, albita o sillimanita, proponiendo para el crisoberilo de la pegmatita de Kolsva, Suecia, un aporte del aluminio a partir del feldespato potásico, mientras que en el caso del crisoberilo de Marsikov, Checoslovaquia, el aporte se realizaría desde la albita. Por otro lado encontraron, además, una dependencia entre los minerales de Be y la desaparición de moscovita en régimen progrado, según:

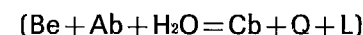
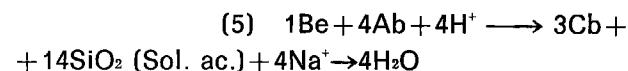
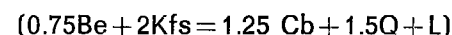
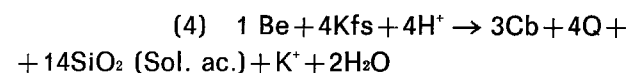


SOMAN y NAIR (1985) demostraron que la formación del crisoberilo en presencia de CO_2 podía ser posible directamente, sin recurrir a este metamorfismo progrado de las pegmatitas con berilo, dado que este volátil al reducir la solubilidad de la sílice permite que se formen fluidos residuales peraluminicos, condición necesaria, según hemos visto, para que se origine crisoberilo. BARTON (1986) destacó la importancia que los fluidos y álcalis tienen en el sistema BASH, cuantificando experimentalmente, entre otras reacciones, la del par crisoberilo y cuarzo con diferentes presiones de H_2O .

En Sierra Albarrana las relaciones texturales entre el berilo y crisoberilo varían bastante. Así, mientras que algunos crisoberilos parecen indudablemente formados a expensas de un berilo an-

terior, en otros la relación física entre ambos minerales presenta, aparentemente, bordes netos con aspecto de equilibrio entre estos minerales; por último, en otros casos, el crisoberilo no tiene ninguna relación física con el berilo, como ocurre en la Pegmatita de La Coma, en la que el berilo está totalmente ausente de la misma. Todo ello sugiere una relativa diversidad de reacciones formadoras del crisoberilo, que deben haber ocurrido casi desde los comienzos de la consolidación de estas pegmatitas hasta un estadio algo más avanzado, siempre, obviamente, mientras las condiciones físicas se mantuvieron dentro del campo de estabilidad del par crisoberilo y cuarzo, minerales que, en todos los casos, aparecen íntimamente asociados y en equilibrio.

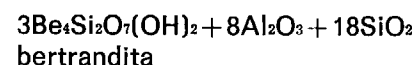
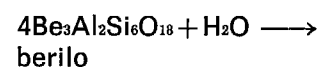
La formación de crisoberilo a expensas de un berilo anterior podría teóricamente ser explicada en estas pegmatitas por una reacción similar a la (1), faltando conocer qué fase aluminica aportó el Al necesario para la misma. La posibilidad de que esta fase fuera un silicato de aluminio s.s. (andalucita o sillimanita) parece poco probable pues tropieza con el inconveniente de que nunca se han encontrado estos minerales en las pegmatitas con crisoberilo, si bien es verdad que esto no prueba definitivamente la ausencia de estos minerales que podrían haber desaparecido por una posterior moscovitización debido a la alta actividad del potasio en las etapas pegmatíticas tardías. Esta aparente ausencia de sillimanita también invalidaría la reacción 2. Por todo ello parece más congruente pensar que el Al necesario debió proceder de un feldespato (potásico, Kfs, o albita, Ab), según alguna de las reacciones que proponen FRANZ y MORTEANI (1984):



La mayor cantidad de albita en el entorno de los crisoberilos parece sugerir un desarrollo más acusado de la reacción sódica, pero la presencia de feldespato potásico también hace posible la reacción potásica.

7.3. *Bertrandita*

La formación de bertrandita parece fuera de duda que tuvo lugar en una etapa tardía, siempre ligada a la hidrólisis de un berilo anterior. Este hecho, poco frecuente en estas pegmatitas, se produjo (GANGULI y SAHA, 1967), según la reacción.



en donde el Al y Si excedentarios forman cuarzo y moscovita (BARTON, 1986) y albita.

8. IMPLICACIONES DEL SISTEMA BASH (Be - Al - Si - H₂O) EN LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA

Ya hemos visto que las condiciones de estabilidad de los minerales con Be en Sierra Albarrana parecen indicar un primer estadio con berilo o eventualmente crisoberilo, y otro en donde el berilo pasa a crisoberilo y cuarzo. Posteriormente se puede neoformar berilo a partir del crisoberilo o bertrandita desde el berilo.

En la figura 13 se recopilan algunas reacciones del sistema BASH que afectan a estas pegmatitas. Se incluyen además, a efectos de integrar estas reacciones en un contexto más amplio, la curva de fusión mínima granítica de THOMPSON y ALGOR (1977), la del punto triple de HOLDAWAY (1971) y la de formación de feldespato potásico y sillimanita a partir de moscovita y cuarzo de HOLDAWAY y LEE (1977); igualmente se señala el punto triple según RICHARDSON (1969) y se respeta el que señala BARTON (1986). Por otra parte, se superpone la trayectoria del metamorfismo del núcleo de Sierra Albarrana determinado por GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990), indicándose mediante trama punteada las condiciones en donde se desarrollan los episodios pegmatíticos.

Conviene señalar que no hemos encontrado datos sobre la influencia que, en las reacciones que nos ocupan del sistema BASH, pueden ejercer determinados volátiles que alcanzan una cierta importancia en estas pegmatitas (B, P y en al-

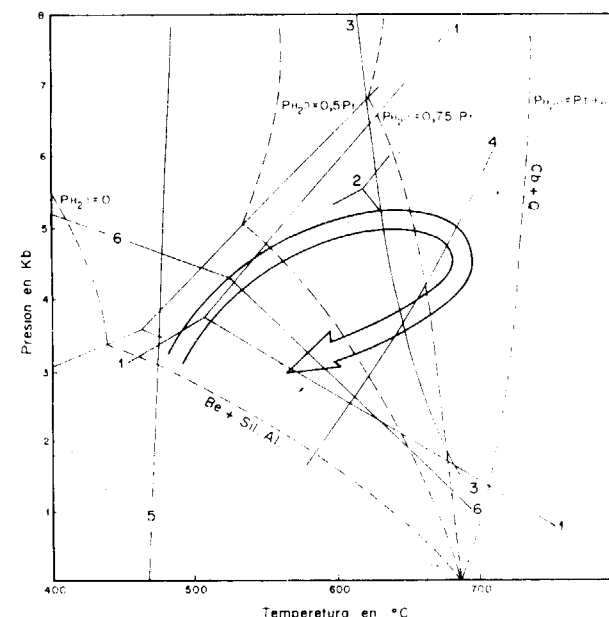


Figura 13.—Evolución presión-temperatura del núcleo de Sierra Albarrana; la zona punteada señala las condiciones de formación de las pegmatitas graníticas. 1. And - Ky - Sil (HOLDAWAY, 1971). 2. And - Ky - Sil (RICHARDSON, 1969). 3. Fusión mínima granítica (THOMPSON y ALGOR, 1977). 4. Ms + Q = Sil + Kfs + H₂O (HOLDAWAY y LEE, 1977). 5. Bt + Prl = Be + H₂O (GANGULI y SAHA, 1967). 6. Be + Sil + Al = Cb + Q (FRANZ y MORTEANI, 1981). Restantes curvas: BARTON, 1986.

Abreviaturas.—Si, Al., Silicatos de aluminio. Be, Berilo. Bt, Bertrandita. Cb, Crisoberilo. Restantes: KRETZ, 1982.

guna medida F). La razón del relativo antagonismo entre el B y el Be dentro ya de cada cuerpo pegmatítico ha sido comentada, pero ello no parece afectar a las relaciones berilo - crisoberilo; tampoco hemos observado ninguna relación clara con respecto al P, aunque sí cabe comentar la abundancia de fases con P (triplita - magniotripita) en asociación con el crisoberilo de una de las pegmatitas.

De acuerdo con los trabajos de BURT (1978), FRANZ y MORTEANI (1981 y 1984), SOMAN y NAIR (1986) y BARTON (1986) la mera presencia de crisoberilo en pegmatitas graníticas indica unas condiciones termobáricas de formación que sólo son alcanzadas por las pegmatitas de los tipos 3 y 4 de GINZBURG et al. (1979) o, de considerarse otros tipos de pegmatitas, debiendo recurrir a un metamorfismo postpegmatítico en facies de, al menos, anfibolitas, tratándose entonces de ortogneises y pegmatitas asociadas,

lo que no es, desde luego, el caso de Sierra Albarrana.

El hecho de no haberse observado otras fases minerales con Be, como fenaquita o las denominadas fases híbridas de FRANZ y MORTEANI (1981) parece sugerir, según estos autores, que la presencia de crisoberilo pegmatítico, en un medio con una relación entre la presión de agua y litostática obviamente próxima a la unidad, y con una alta actividad del Si, indica un desplazamiento de las condiciones termobáricas desde una situación previa, a la izquierda de la curva 6, hasta una situación en donde el crisoberilo es estable en presencia de cuarzo. Este hipotético desplazamiento parece lógico pensar que sucedería por un aumento de la temperatura, toda vez que un aumento de la presión litostática parece descartable en Sierra Albarrana, por cuanto la trayectoria del metamorfismo indica que cuando se alcanzan las temperaturas de fusión parcial ha dado ya comienzo la etapa descompresiva generalizada.

Sin embargo, es evidente que las condiciones que señalan FRANZ y MORTEANI (1981) para la formación de crisoberilo son muy inferiores a las mínimas de fusión parcial, necesarias para la formación de pegmatitas. No se nos escapa el hecho de que determinados volátiles (B, P, F, etc.) pueden modificar a la baja estas exigencias, pero, aun así y todo, no es posible la formación de pegmatitas en las inmediaciones de la curva 6, al menos a las presiones litostáticas en las que transcurre este proceso en Sierra Albarrana; nótese que esto sólo sería posible a presiones por debajo de los 2 Kb., prácticamente en el campo de estabilidad de la andalucita. En este orden de ideas, si aceptamos como válidos los trabajos de FRANZ y MORTEANI (1981), la única hipótesis posible que podría explicar la formación de crisoberilo a partir de un berilo anterior, pasaría por considerar que una serie de fluidos pegmatíticos, generados en ambiente apropiado, se emplazaron y consolidaron en niveles superiores más fríos, en donde aún no se habría llegado a alcanzar las condiciones de estabilidad del crisoberilo (esto es, en torno a los 550-600° C), formándose por ello berilo; posteriormente, cuando en estos niveles se llegara a alcanzar el pico térmico, se podría rebasar la curva 6 formándose entonces crisoberilo y cuarzo. Esta hipótesis que implica el emplazamiento de estas pegmatitas con berilo

primario a no menos de 3.000 ó 4.000 m. (1 Kb., aproximadamente) por encima del lugar de origen de los fluidos pegmatíticos fue sustentada por GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1984), cuando todavía no se conocían los trabajos de BARTON (1986). Sin embargo, parece poco factible que en las circunstancias geológicas de Sierra Albarrana, unos fluidos pegmatíticos puedan desplazarse libremente, sin llegar a cristalizar, tanta distancia en sentido vertical, teniendo en cuenta la geometría de F_2 tan proclive a los accidentes con bajo ángulo de buzamiento.

Por otro lado, de acuerdo con BARTON (1986), la formación conjunta de crisoberilo y cuarzo, suponiendo, lógicamente, una $P(H_2O)$ igual a la presión litostática, implica, para las presiones de 4.5 Kb que nos ocupan, temperaturas mínimas algo superiores a los 700° C (aproximadamente, 715° C). Es evidente que estas temperaturas están más de acuerdo con las condiciones del metamorfismo del encajante, aun superándolas ligeramente, que las que proporcionan los trabajos de FRANZ y MORTEANI (1981).

Como ya hemos señalado, la propia manera de aparecer el crisoberilo dentro de estas pegmatitas, a veces a partir de un berilo anterior, y en ocasiones sin berilo asociado, parecen indicar que la formación de este mineral no siempre obedece a la misma pauta. Por otro lado hay un hecho relevante que conviene resaltar y es el que en dos pegmatitas colindantes, Cerro de la Sal y Peña Grajera, ambas con berilo, sólo una contenga crisoberilo. Aunque entre ambos cuerpos se interpone un accidente tectónico, éste parece de escasa importancia y las características petrológicas de ambos encajantes no evidencian, en absoluto, que exista un salto metamórfico significativo entre ellos. Esto implica el que ambos cuerpos se tuvieron que formar en unas condiciones termobáricas similares, lo que sugiere, o bien que tales condiciones estaban muy próximas a la curva de estabilidad del crisoberilo y cuarzo, o que otros factores, independientemente de la temperatura, pudieron controlar la formación del crisoberilo.

Entre estos últimos factores podrían encontrarse la disminución local de la $P(H_2O)$, la disminución también local de la actividad del Si, y el aumento paralelo de la del Al, o, con menor probabilidad, un cambio positivo en el balance Na/K favorable a la formación de berilo (BEUSS, 1966).

La importancia que tiene la variación de la presión relativa del agua en la posición de la reacción formadora del crisoberilo ha sido señalado por BARTON (1986). El control casi exclusivo que ejerce sobre la misma la temperatura, cuando la presión relativa del agua se acerca a la unidad, sobre todo para presiones litostáticas como las que nos ocupan, entre 3 y 5 Kb, se puede apreciar en la figura 6. En este sentido, una disminución relativa de la $P(H_2O)$ del 25 por 100, a presiones litostáticas próximas a 4.5 Kb, equivale a un desplazamiento de la curva de estabilidad del crisoberilo y cuarzo algo más de 50° C.

Todas estas consideraciones parecen sugerir la posibilidad de que el crisoberilo se pudo formar, en general, más que por un aumento de la temperatura en sí, por alguna o algunas de las causas anteriormente señaladas. Esto haría compatible que el berilo o crisoberilo aparecieran en pegmatitas cercanas o incluso en la misma pegmatita, en función de estos factores más locales. De todos modos ello no descarta el hecho, probable en muchos casos, de que pegmatitas tempranas, alóctonas, sufrieron un cierto calentamiento con posterioridad a su consolidación, lo que evidentemente facilitaría la formación en ellas de crisoberilo.

El carácter sincinemático de las pegmatitas de Sierra Albarrana, dentro de una fase con frecuentes cizallas y fracturas dúctiles de bajo ángulo tuvo que favorecer la circulación de fluidos, así como el transporte dentro de ellas de álcalis y sílice. Esto debió originar, por una parte, una pérdida del carácter isoquímico de las reacciones de cristalización de determinados sectores de la pegmatita, con migración parcial del Si y aumento local y paralelo de la actividad del Al y, por otra parte, disminuciones, también locales, de la presión de fluidos. Todo ello debió trastocar localmente las condiciones del equilibrio berilo-crisoberilo (BARTON, 1986), dando lugar a que en determinados sectores predominaran las condiciones de formación del berilo, mientras que en otras lo serían del crisoberilo, sin que ello implicara, necesariamente, sustanciales cambios termobáricos (progrados) en el proceso de consolidación de estas pegmatitas.

Posteriormente, la presencia de berilos O indica, claramente, la existencia de procesos retrógrados en la pegmatita afectada, ocurriendo otro tanto con la bertrandita, significando que en al-

gunas de estas pegmatitas tuvieron lugar episodios hidrotermales por debajo de los 470° C, única manera de producirse bertrandita por hidrólisis del berilo. Tal circunstancia es muy rara en las pegmatitas de Sierra Albarrana, en donde, usualmente, estos cuerpos se consolidan definitivamente a temperaturas superiores, lo que justifica la rareza de bertrandita en las mismas y, de otra parte, imposibilita que se forme euclasa que debiera reemplazar al berilo, en presencia de silicatos de aluminio, hacia los 300 °C (BARTON, 1986).

AGRADECIMIENTOS

En los doctores D. Alfredo Hernández Pacheco y Dña. Soledad Fernández Santín (Universidad Complutense) he encontrado siempre un apoyo incondicional de todo tipo; además, han enriquecido con su lectura crítica este trabajo. Igualmente expresamos nuestro reconocimiento a la Dra. Dña. Mercedes Peinado (Universidad de Salamanca), por su apoyo y colaboración en todos los trabajos que estamos llevando a cabo en estas pegmatitas. Finalmente, agradecemos al Dr. D. Juan Carlos Melgarejo (Universidad de Barcelona) sus sugerencias y consejos en la lectura crítica del manuscrito.

También hacemos constar el apoyo y facilidades que siempre nos ha brindado ENRESA, tanto en Madrid como a lo largo de los trabajos de campo, en la zona de El Cabril.

Los análisis por microsonda se han realizado en la Universidad de Oviedo. Al Dr. D. Guillermo Corretge, y colaboradores, especialmente a Miguel Fernández, nuestro reconocimiento por su ayuda en este campo.

REFERENCIAS

- ABALOS, B. (1990): *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión, evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis Doctoral. Univ. País Vasco, pp. 430.
- ABAD, M. M., y MARTIN, J. D. (1990): *Caracterización por DRX de feldespatos potásicos en pegmatitas de Sierra Albarrana, Córdoba*. Bol. SEM, 13-1, pp. 21-22.
- APALATEGUI, O., et al. (1983): *División de Grupos de Ro-*

cas en Ossa Morena Oriental. 5.ª Reunión ZOM. Temas Geológicos y Mineros, pp. 73-80.

ARRIBAS, A. (1967): *Mineralogía y metalogenia de los yacimientos de uranio. Sierra Albarrana (Córdoba)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 65, pp. 157-170.

BAKANIN, V. V., y BELOV, N. V. (1962): *Crystal chemistry of beryl*. Geochemistry, V, pp. 484-500.

BAKANIN, V. V., et al. (1967): *Correlation between the chemical composition and unit cell parameters of beryls*. Dokl. Acad. Sci. URSS. Trad. Earth Sci. Sel., 173, 129-132.

BARTON, M. D. (1986): *Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (BASH) system, with petrologic applications*. Amer. Miner., 71, pp. 277-300.

BEUSS, A. A. et al. (1963): *Geochemistry of berillium in high temperature post magmatic mineralization*. Geochemistry, 3, pp. 316-323.

BEUSS, A. A. (1966): *Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits*. Trad.: Lachman, F., p. 401.

BRISBIN, W. C. (1986): *Mechanics of pegmatite intrusion*. Amer. Min., 71, pp. 644-651.

BROWN, G. E., y MILLS, B. A. (1986): *High temperature structure and crystal chemistry of hydrous alkali rich beryl from the Harding pegmatite, Taos, New Mexico*. Amer. Miner., 71, pp. 547-556.

BURNHAM, W., y NEKSAVIL, H. (1986): *Equilibrium properties of granite pegmatite magmas*. Amer. Min., 71, pp. 239-263.

BURT, D. M. (1978): *Multisystems of beryllium mineral stabilities: The system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O*. Amer. Miner., 63, pp. 644-673.

BURT, D. M. (1982): *Minerals of beryllium*. Mac Short Course Handbook, 7, 135-146.

BUSHLYAKOV, I. N., y GRIGOROV, N. A. (1988): *Beryllium in Ural Metamorphites*. Trad. Geokhimiya, 9, pp. 1296-1301.

CAMERON, E. N. et al. (1949): *Internal structure of granitic pegmatites*. Econ. Geol., m. 2.

CARBONELL, A. (1926): *Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba y en otros lugares comparables a ella geológicamente*. XIV Cong. Inter. Madrid, pp. 1317-1337.

CARBONELL, A. (1941): *Nota sobre yacimientos de radio y berilio de Córdoba*. Anales de la Asoc. Esp. para el progreso de las ciencias, VI, pp. 52-60.

CEMIC, L. et al. (1986): *Experimental determination of melting relationships of beryl in the system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O between 10 and 25 kbar*. Miner. Magazine, 50, pp. 55-61.

CERNY, P. (1975): *Alkali variations in Pegmatitic Beryl and their Petrogenetic Implications*. N. Jb. Miner. Ab., 2, pp. 198-212.

CERNY, P. (1982): *Anatomy and classification of granitic pegmatites*. Mac short Course Handbook, 7, 1-32.

CERNY, P., y POVONDRA, P. (1966): *Beryllian cordierite from Vezná: (Na, K)+Be → Al*. N. Jahrb. Miner., Mh., pp. 36-44.

CERNY, P., y POVONDRA, P. (1967): *Cordierite in West Moravian desilicated pegmatites*. Acta Univ. Carolinae. Geol., 203-221.

CORREIA NEVES, J. M., et al. (1984): *Composicao química de berilos pegmatíticos do Brasil e seu significado petrologico e metalogenetico*. Rev. Bras. Geos., 14(3), pp. 137-146.

CHACON, J.; DELGADO QUESADA, M., y GARROTE, A. (1974): *Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba*. Bol. Geol. y Min., 85, pp. 713-717.

DELGADO QUESADA, M., et al. (1977): *Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central*. Studia Geologica, 12, pp. 75-90.

DOSTAL, J. (1969): *Some new data for chrysoberyl from Marsikov, northern Moravia*. Acta Universitatis Caroline-Geologica, 4, pp. 261-270.

EUGSTER, H. P. (1985): *Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework*. Min. Mag., 49, pp. 7-23.

FENOLL, P., et al. (1983): *Intercrecimientos de óxidos de hierro y titanio en pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba)*. Est. Geol., 39, pp. 253-259.

FERSMAN, A. E. (1931): *Les Pegmatites, leur importance scientifique et pratique*. Acad. Sci. URSS. Trad. Trien de Tedodok, R., y Thoreau, J. (1951), 3 vols. Univ. Lovaina, pp. 675.

FONTAN, F., y FRANSOLET, A. M. (1982): *Le beryl bleu riche en Mg, Fe et Na de la mine de Lasur, Ariège, France*. Bull. Miner., 105, pp. 615-620.

FRANZ, G., y MORTEANI, G. (1981): *The system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: Hydrothermal investigation of the stability of beryl and euclase in the range from 1 to 6 kb. and 400 °C to 800 °C*. N. Jb. Miner. Abh., 140, pp. 273-299.

FRANZ, G., y MORTEANI, G. (1984): *The Formation of Chrysoberyl in Metamorphosed Pegmatites*. Jour. Petrol., 25-1, pp. 27-52.

FRANZ, G. et al. (1986): *Rock Forming Beryl from a Regional Metamorphic Terrain (Tauern Window, Austria): Parageneses and Crystal Chemistry*. Tshc. Min. Petr. Mitt., 35, pp. 167-192.

GANGULI, D., y SAHA, P. (1967): *Areconnaissance of the system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O*. Indian Ceramic Soc., 26, pp. 102-110.

GARROTE, A., et al. (1980): *Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba)*. Sierra Morena. Temas Geol. y Min., 1.^a Reunión sobre la geología de Ossa Morena, pp. 145-165.

GERHAD, F., et al. (1984): *The formation of beryllium mi-*

nerals in metamorphic rocks. Int. Geol. Congress. Moscu. Abs. Vol. V, Secc. 10, pp. 44-45.

GIBSS, G. V. et al. (1968): *Structural refinement of hydrous and anhydrous syntethic beryl and emerald*. Lithos, pp. 275-285.

GINZBURG, A. I. et al. (1979): *Principios de geología de las pegmatitas graníticas* (en ruso). Nedra, Moscú, 266 pp.

GONZALEZ DEL TANAGO, J. (1990): *Estudio mineralógico y geoquímico de los granates de Sierra Albarrana*. Bol. Soc. Esp. Min., 13-1, pp. 125-126.

GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1984): *El crisoberilo de las Pegmatitas Graníticas de Sierra Albarrana. Condiciones genéticas y evolución*. 1.^{er} Congres. Esp. Geol., tomo II, pp. 131-145.

GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (1988): *Los fosfatos de las pegmatitas graníticas de la Sierra Albarrana y de sus formaciones encajantes*. Bol. Soc. Esp. Min., 11-2, pp. 26-27.

GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (1990): *Las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba, España). Aspectos genéticos y clasificación*. Bol. Soc. Esp. Min., 13-1, pp. 123-124.

GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (1990): *Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (ZOM, Córdoba, España)*. Bol. ITGE, 101, pp. 678-700.

GRUNDMANN, G., y MORTEANI, G. (1989): *Emerald Mineralization during Regional Metamorphism: The Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, South Africa) Deposits*. Econ. Geol., 84, pp. 1835-1849.

GIULIANI, G. et al. (1990): *Origen of emerald deposits of Brazil*. Min. Dep., 25, pp. 57-64.

GIULIANI, G. et al. (1990): *Les gisements d'éméraude de la Cordillère Orientale de la Colombie: Nouvelles données métallogéniques*. Min. Dep., 25, pp. 105-111.

HAWTHORNE, F. C., y CERNY, P. (1977): *The alkali metal position in Cs-Li-Beryl*. Can. Miner., 15, pp. 414-421.

HEINRICH, E. W., y BUCHI, S. H. (1969): *Beryl-Chrysoberyl-Sillimanite paragenesis in pegmatites*. Indian Mineral., 10, pp. 1-7.

HOLDAWAY, M. J. (1971): *Stability of andalucite and the aluminium silicate phase diagrams*. Amer. Jour. of Sci., 271, pp. 97-131.

HOLDAWAY, M. J., y LEE, S. M. (1977): *Fe-Mg Cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations*. Cont. Miner., 63, pp. 175-198.

JAHNS, R. H. (1953): *The genesis of pegmatites, I. Occurrence and origin of giant crystals*. Amer. Min., 38, pp. 563-598.

JAHNS, R. H., y BURNHAM, W. (1969): *Experimental studies of Pegmatite Genesis. I. A Model for the Derivation and Crystallization of Granitic Pegmatites*. Econ. Geol., 64, pp. 843-864.

JAHNS, R. H. (1982): *Internal evolution of granitic pegmatites*. Cerny, P., M. A. C.: Short Course in Granitic pegmatites in Science and Industry, 293-328.

KRETZ, R. (1983): *Symbols for rock-forming minerals*. Amer. Min., 68, pp. 278-279.

KUBOVICS, I. et al. (1989): *Beryllium and some other rare element contents of acid volcanics (tuffs) and metamorphites in Hungary*. Acta Geo. Hung., 21, 1-2, pp. 219-231.

LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1940): *Works of the Mining and Geological Institute of Spain and of the National Institute of Physics and Chemistry*. Report of the Committee on the Measurement of Geological Time. Exb., 13, p. 130.

LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1952): *Edad absoluta por métodos radioactivos de la formación uranífera de Sierra Albarrana*. Bodas de Oro R. Soc. Fis. y Quím. Madrid. Res. 17.

LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1957): *La edad de las uraninitas de Sierra Albarrana*. Notas y Comunicaciones del IGME, 45, pp. 5-12.

LOPEZ DE AZCONA, J. M., y ABBAD, M. (1941): *A pseudomorph of pitchblende after beryl, from the Sierra de la Albarrana (Córdoba)*. Rept. Comm. Meas. Geol. Time, 1940-1941, p. 115.

LOPEZ DE AZCONA, J. M., y ABBAD, M. (1942): *Mangana-patito de Hornachuelos - Córdoba*. Notas y Com. IGME, 10, pp. 159-160.

LOPEZ DE AZCONA, J. M. et al. (1942): *Age in years of three Spanish minerals*. Rept. Comm. Meas. Geol. Time, pp. 49-50.

MANNING, D. A. C., y PICHAVANT, M. (1983): *The role of fluorine and boron of granite melts*, en Atherton, M. P., y Gribble, C. D. (eds.): *Magmatite, melting and metamorphism*. Shiva, pp. 94-109.

MENHERT, K. R. (1968): *Migmatites*. Public. Elsevier, p. 362.

MILLER, R. P., y MERCER, R. A. (1965): *The high temperature behaviour of beryl melts and glasses*. Mineral Mag., 35, pp. 250-376.

MINGARRO, E. (1960): *Edad absoluta de las pegmatitas de España*. Inst. Lucas Mallada, CSIC, pp. 1-120.

NEDUMQV, I. B. (1964): *The process of differentiation of pegmatitic melt and the role of tectonics in the formation of rare elements pegmatites*. Int. Geol. Congress New Delhi 22nd Session rept., Pt. VI, 116-139.

NEWTON, R. C. (1966): *BeO in pegmatitic cordierite*. Miner. Mag., 35, pp. 920-927.

ORTEGA, M. et al. (1982): *Rocas metamórficas en las pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba)*. Bol. Geol. y Min., 93, pp. 436-445.

ORTEGA, M. et al. (1984): *Caracterización mineralógica de micas, granates y nódulos de clorita en los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba)*, Sierra Morena. II Reunión Grupo de Ossa-Morena, 1980. Cuad. Lab. Laxe, núm. 8, pp. 75-82.

PETROV, L. L. (1973): *Behavior of beryllium in cristallization of granitoid magmas*. Geokhimiya, VI, pp. 627-640.

PICHAVANT, M., y MANNING, D. (1984): *Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data*. Physics of the Earth and Plan. Inter., 35, pp. 31-50.

RICHARDSON, S. W., et al. (1969): *Experimental determination of the Kyanite-andalucite and the andalucite sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point*. Amer. Jour. of Sci., 267, pp. 97-131.

RODIONOV, G. (1964): *Pegmatite types and some specific features of pegmatite formation*. Inst. Geol. Congress. 22nd Secc. India, pp. 140-156.

RUDENKO, S. A. et al. (1975): *Conditions of formation and controls of distribution of muscovite objects of the North Baikal muscovite province, and some general problems of pegmatite consolidation*. En Cerny, P. (1982): *Anatomy and clasification of granitic pegmatites*, pp. 1-38.

SCHALLER, W. T., et al. (1962): *An usual beryl from Arizona*. Amer. Miner., 47, pp. 672-699.

SHATSKIY, A. S. et al. (1981): *Conditions for entry of alkali cations into beryl*. Trad. Geokhimiya, 3, pp. 351-360.

SMIRNOV, V. I. (1982): *Geología de yacimientos minerales*. Trad. edic. en ruso (1976), Moscú, p. 654.

SOMAN, K., y NAIR, N. G. K. (1983): *Genesis of chrysoberyl pegmatites of south Kerala, India, and its relation to the tectonic evolution of the region*. Trans. Inst. Min. Metall.

SOMAN, K., y NAIR, N. K. G. (1985): *Genesis of chrysoberyl in the pegmatites of southern Kerala, India*. Min. Mag., 49, pp. 733-738.

STAATZ, M. H., et al. (1965): *Diferences in the minor element composition of beryl in various environments*. Amer. Miner., 50, pp. 1783-1795.

THOMPSON, A. B., y ALGOR, J. R. (1977): *Model Systems for Anatexis of Pelitic rocks*. Contrib. Miner. Petrol., 63, pp. 247-269.

UEBEL, P. J. (1977): *Internal Structure of Pegmatites; its Origin and Nomenclature*. N. Jb. Miner. Abh., 131, 1, pp. 83-113.

VLASOV, K. A. (1964): *Mineralogy of rare elements*. Vol. II. Moscú, Trans. Israel, 1966.

VRANA, S. (1979): *A secondary magnesium-bearing beryl in pseudomorphs after pegmatitic cordierite*. Casopis pro miner. a geol., 24, pp. 65-69.

WOOD, D. L., y NASSAU, K. (1968): *The characterization of beryl and infrared absorption spectroscopy*. Amer. Miner., 53, pp. 777-800.

ZWART, H. J. (1962): *On the determination of polymorphic mineral associations and its applications to the Bosost area (Central Pyrenees)*. Geologie Rundschau, 52, pp. 38-65.

Original recibido: Febrero de 1991.

Original aceptado: Junio de 1991.